Klasings Flugtechnische Sammlung - Band 20

Wetterkunde

für Flieger und Freunde der Luftfahrt

von

DR. H. NOTH

Leiter der Flugwetterwarte Berlin und Lehrer für Meteorologie am Luftfahrt-Sachverständigen-Lehrgang der Offiziere an der Polizeischule für Technik und Verkehr

Dritte vermehrte und verbesserte Auflage

Mit 52 Abbildungen



Verlag von Klasing & Co., G.m.b.H., Berlin W 9

ck

Druck von Carl Krüger, Mylau i. V.

Inhaltsverzeichnis.



1. Höhe des Luftmeeres.

Früher nahm man an, daß die Atmosphäre eine bestimmte Höhe habe, über der das absolute Nichts herrsche. Heute weiß man, daß die Lufthülle mit der Höhe immer dünner wird und ganz allmählich in den Weltenraum übergeht, in welchem sich Materie von fast unvorstellbarer Verdünnung befindet.

Die untersten 16—18 km der Lufthülle hat der Mensch persönlich erforscht (Höhenrekord Prof. Piccard 1931 und russischer Stratosphärenaufstieg 1933). Bis in etwa 30 km Höhe steigen Pilotballone aus Gummi (Abb. 1), die von Observatorien und Flug-

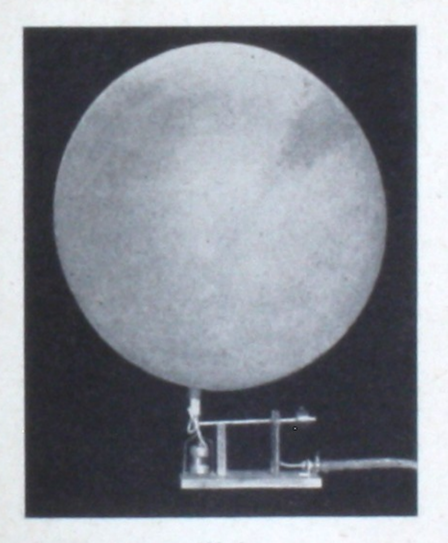


Abb. 1.
Pilotballon (aus Gummi) auf der Füllwage, wo sein Auftrieb gemessen wird.

wetterwarten zur Messung der Höhenwinde hochgelassen und beobachtet werden. (Siehe auch S. 18). Bis etwa 36 km Höhe sind dann weiterhin die Registrierballone gekommen, die registrierende Instrumente mit in die Höhe tragen (Abb. 2).

Aus größeren Höhen hat man, zunächst durch die Dämmerungserscheinungen, bis 80 km noch Nachweise über das Vorhandensein von Atmosphäre. Die Sonnenstrahlen erreichen nämlich abends den Erdboden nicht mehr, während sie noch die höheren Schichten der Atmosphäre beleuchten. Ab 300 km aufleuchtende Sternschnuppen lassen das Vorhandensein sehr dünner Gase auch noch in jenen Höhen erkennen, weil diese Lichterscheinung zustandekommt durch die Reibungserhitzung der mit ungeheurer Geschwindigkeit in diese dünne Atmosphäre hineinjagenden kleinen Gebilde außerirdischen Ursprungs. Die größten Höhen, nämlich bis zu 500 km, werden durch Polarlichter nachgewiesen. Diese kommen bekanntlich durch elektrische Strahlung in sehr dünnen Gasen zustande, ähnlich wie das Leuchten in den sehr stark luftverdünnten Neonröhren.

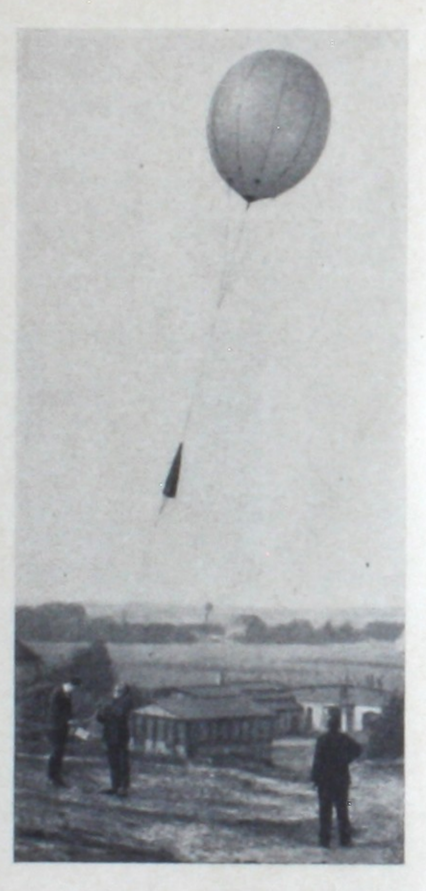


Abb. 2. Registrierballon wird losgelassen. Unten im Kästchen Registrierinstrumente, von dem in der Mitte befindlichen, noch geschlossenen Fallschirm nach dem Platzen des Ballons zur Erde gebracht.

2. Zusammensetzung der Atmosphäre.

Sie ändert sich mit der Höhe, ist aber doch bis zu 10 km Höhe ziemlich gleichmäßig. Der für das Wetter wichtigste Bestandteil ist der Wasserdampf. Trotzdem kann er in der unten-

stehenden Zusammenstellung nicht angeführt werden, weil sein Anteil zu stark wechselt, der bei warmer Luft hoch, bei sehr kalter Polarluft sehr gering ist. Die äußersten Werte sind 0.01 und 40 Gramm pro Kubikmeter. Für trockene Luft gelten für die übrigen Gase an der Erdoberfläche folgende Zahlen:

Sauerstoff	Stickstoff	Wasserstoff	Argon	Helium	Neon	Kohlensäure
ca. 21	ca. 78	0.001	0.9	0.0004	0.0012	ca. 0.03 %

Für die Verteilung dieser Gase in der Höhe gilt das physikalische Gesetz, daß das Verhalten jedes einzelnen unabhängig von der Anwesenheit der anderen ist, d. h. jedes verhält sich so, als ob es allein da wäre. Dementsprechend nehmen die schwereren Gase mit der Höhe schneller, die leichteren sehr langsam ab. Aus diesem Grunde verschiebt sich die prozentuale Zusammensetzung mit der Höhe immer mehr zugunsten der leichteren Gase, während die schweren schließlich vollkommen zurücktreten. Wir geben nachstehend eine von Humphrey für die wichtigsten Gase berechnete Tabelle wieder, aus der als größte Eigenart hervorgeht, daß Wasserstoff und Helium in 100 km Höhe schon 97 Prozent der dortigen Atmosphäre ausmachen, und daß Sauerstoff dort schon in derart geringer Menge vorhanden ist, daß er für den normalen Flugzeugmotor nicht mehr ausreichen würde. *)

Höhe in km	15	20	40	100
Stickstoff	79.5	81.2	86.5	3.0
Sauerstoff	19.7	18.1	12.6	0.0
Argon	0.8	0.5	0.2	0.0
Wasserstoff	0.0	0.0	0.7	96.4

Dort müßten evtl. andere Treibstoffe verwendet werden, wahrscheinlich Raketen, zumal auch die Propeller bei der außerordentlich geringen Luftdichte unbrauchbar werden. Um bei dieser dünnen Luft eine Wirkung zu haben, müßten sie sich dort nämlich so schnell drehen, daß die Festigkeit des Materials nicht mehr ausreichte.

3. Die Schichtung der Atmosphäre.

In der Atmosphäre ist eine scharfe Schichtung vorhanden, die am Aequator bei etwa 16 km, am Pol bei etwa 9 km liegt. Der untere Teil heißt Troposphäre, der obere Stratosphäre. Ab-

*) In den Fachkreisen wird in jüngster Zeit die angegebene Zusammensetzung vielfach wieder bestritten und auf Grund neuerer Beobachtungen, vor allem des Polarlichts, ein anderes Verhältnis der beteiligten Gase angegeben.

gesehen von einzelnen schnell veränderlichen Schichtungen in geringeren Höhen, nimmt bis zu der scharfen Schichtgrenze die Temperatur ständig ab, dort aber steigt sie ein wenig an, um dann bis zu den größten bisher erreichten Höhen fast konstant zu bleiben. In der Troposphäre spielen sich die Wettervorgänge ab, die Stratosphäre ist praktisch immer wolkenlos. Als Forschungsmittel dient hier der Registrierballon (Abb. 2), an dem ein Meteorograph befestigt ist. Letzterer ist ein Registrierinstrument, bei welchem auf einer berußten Trommel gleichzeitig Luftdruck, Temperatur und Feuchtigkeit aufgeschrieben werden (Abb. 3).



Abb. 3. Meteorograph.

Diese Ballone läßt man frei fliegen und ist deshalb darauf angewiesen, daß irgend jemand später das Instrument findet und an die angegebene Adresse zurücksendet. In jüngster Zeit ist

von Hergesell und Duckert (Lindenberg), fast gleichzeitig auch von Moltschanow (Pawlowsk bei Leningrad), ein Radio-Sondengerät konstruiert worden, das man an einen frei aufsteigenden Ballon anhängt und das aus der Höhe in bestimmten Abständen vermittels eines kleinen Senders die jeweilige Temperatur, den Luftdruck und die Feuchtigkeit an die Bodenstation automatisch herunterfunkt. Damit sind nun auch in unbewohnten Gegenden, vor allem den Polargebieten, wo ein Auffinden der Instrumente nicht zu erwarten ist, Untersuchungen der höheren Atmosphäre möglich geworden.

Wie schon oben bemerkt, spielen sich in dem unteren Teil der Lufthülle, der Troposphäre, die hauptsächlichsten Wettervorgänge ab. Der hier reichlich vorhandene Wasserdampf gibt bei den ständigen Vertikalbewegungen Veranlassung zu Nebel-, Wolken- und Niederschlagsbildungen. In der Stratosphäre gibt es fast keine Vertikalbewegungen mehr. — Man kann die Verhältnisse ungefähr mit den Vorgängen in einem auf einer Heizplatte befindlichen Gefäß vergleichen, in dem unten 10 cm Wasser erhitzt werden, über dem 60 cm leichtes Oel liegen. Die auf- und absteigenden Bewegungen des sich erwärmenden Wassers werden an der Schichtgrenze völlig abgestoppt, sie können nicht in die Oelschicht hineindringen, die in diesem Vergleich die Rolle der Stratosphäre spielt.

Da wegen der fast völligen Wasserfreiheit der Stratosphäre dort stets Wolkenlosigkeit herrscht, so wäre sie eine ideale Region für das Fliegen. Es stört jedoch die große Kälte von ca. — 55°, sowie der niedrige Luftdruck. Beides verlangt eine luftdichte Kabine, wie sie bei den in verschiedenen Ländern in Angriff genommenen Stratosphärenflugzeugen — in Deutschland bei Junkers in Dessau — vorgesehen ist, außerdem noch eine besondere Verdichtungseinrichtung für die dem Motor zuzuführende Luft.

Es ist oben schon erwähnt worden, daß in dem unteren Teil der Troposphäre ebenfalls Temperaturschichtungen vorkommen. An diesen Stellen nimmt dann also die Temperatur mit der Höhe sprunghaft zu.

Man nennt derartige Schichten, die für die Fliegerei oft von sehr großer Bedeutung sind, Inversionsschichten, weil die Temperaturverteilung invers, d. h. umgekehrt ist, oder auch Sperrschichten, weil die von unten kommenden Vertikalströme durch sie abgesperrt werden und nicht weiter nach oben durchdringen können. Wenn es unten infolge auf- und absteigender Luftströmungen sehr böig ist, dann ist es über diesen Inversionsschichten vollkommen ruhig (s. S. 37).

4. Luftgewicht und Luftdruck.

Die Luft stellt eine recht beträchtliche Masse dar, die dem Menschen, der immer darin lebt, so wenig zum Bewußtsein kommt, wie dem Fisch das Wasser, in dem dieser sein Dasein verbringt. Luft innerhalb des Luftmeeres zu wiegen, ist mit Schwierigkeiten verbunden, weil sie nach dem Archimedes'chen Prinzip soviel an Gewicht verliert, wie die von ihr verdrängte Luftmasse wiegt, letzten Endes also ihr eigenes ganzes Gewicht. Das Vorhaben stößt auf die gleichen Schwierigkeiten wie das Wiegen eines Eimers mit Wasser auf dem Boden eines Teiches. Immerhin läßt sich nachweisen, daß ein Glasballon, aus dem man die Luft ausgepumpt hat, weniger wiegt als ein mit Luft gefüllter.

Es ist sehr schwer, sich eine richtige Vorstellung von der Masse, welche die Luft besitzt, zu machen, man muß dazu schon eine kleine Rechnung und das Gewicht zuhilfe nehmen. Da 1 cbm Luft von Normaldruck und 0 Grad Temperatur im luftleeren Raum 1.293 kg wiegt, so hätte die Luftmenge eines 4 m hohen, 5 m breiten und 5 m langen Zimmers ein Gewicht von 2.586 Zentnern. Wenn nun die ungeheuren Massen, wie sie in der freien Atmosphäre vorhanden sind, bei Sturm mit D-Zuggeschwindigkeit und schneller gegen Bäume, Häuser u. dergl. prallen, so müssen trotz der Ausweichmöglichkeit der leicht beweglichen Luftteilchen, schwere Schädigungen entstehen, so wie wir sie bei jedem Sturm beobachten. Da der Winddruck mit dem Quadrat der Geschwindigkeit wächst, wachsen die Wirkungen mit der Windzunahme auch sehr schnell. Nur so kann man sich erklären, daß bei Tornados in Amerika sogar Eisenbahnlokomotiven umgeworfen worden sind.

Da die Luft eine gewisse Masse und ein Gewicht hat, übt sie einen Druck auf die Unterlage und die in ihr befindlichen Gegenstände aus. Dieser Luftdruck steht in engem Zusammenhang mit den Wettererscheinungen; so ist das Hochdruckgebiet als Schönwetterbringer, das Tiefdruckgebiet als Schlechtwetterbringer bekannt. Dieser Zusammenhang ist aber nicht so allgemein gültig, wie die volkstümliche Meinung besagt, vor allem auch nicht so einfach. Immerhin ist er in erster Annäherung vorhanden. Als mittleren Luftdruck in Meereshöhe nimmt man den Druck von 1 kg auf den Quadratzentimeter, das ist eine „Atmosphäre“, die dem Druck einer Quecksilbersäule von 760 mm Höhe bei 0 Grad Quecksilbertemperatur entspricht.*)

*) Genauer: 1 physikalische Atmosphäre = Druck einer Quecksilbersäule von 760 mm Länge und 0° in 45° geogr. Breite auf 1 qcm. 1 technische Atmosphäre = Druck von 1 kg auf 1 qcm. 1 phys. Atm. = 1.033 techn. Atmosph.

5. Das Barometer und die Luftdruckmessung.

Zur Messung des Luftdruckes werden in der Hauptsache zwei Arten von Instrumenten benutzt, nämlich die Quecksilberbarometer (Stationsbarometer), (Abb. 4), die für genaue Messungen

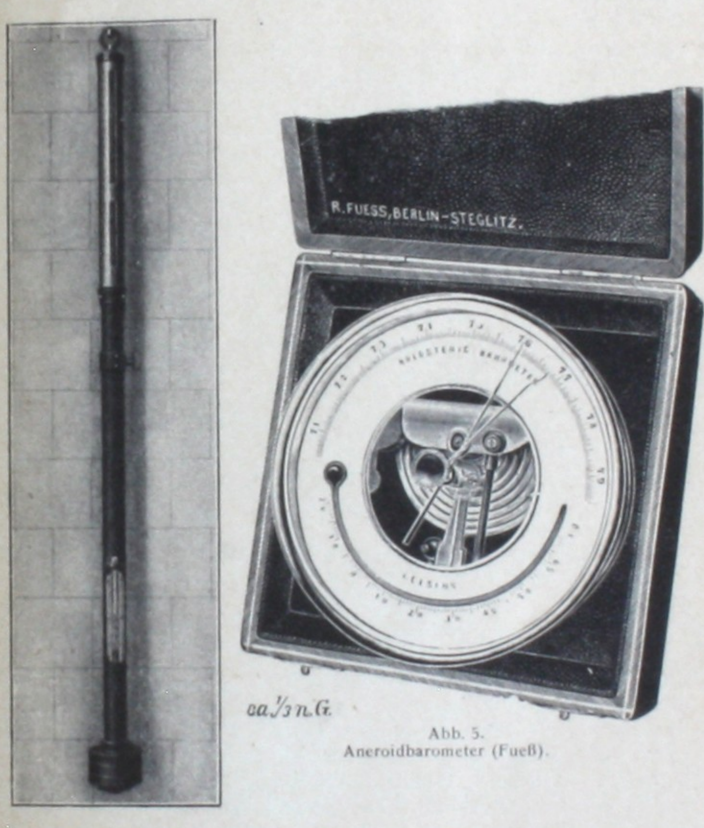


Abb. 5.
Aneroidbarometer (Fueß).

Abb. 4.
Quecksilberbarometer
(Lambrecht).

notwendig sind, und die Dosen- oder Aneroidbarometer (Abb. 5), die auch als Registrierinstrumente eingerichtet sind (Barographen, Abb. 6). Höhenmesser und Höhenschreiber, auf deren Wirkung

wir im nächsten Abschnitt zu sprechen kommen, sind auch nichts anderes als Aneroidbarometer bezw. Barographen. Die Wirkungsweise des Quecksilberbarometers beruht darauf, daß die in einem oben geschlossenen Glasrohr stehende Quecksilbersäule immer gerade so hoch stehen kann, wie der äußere Luftdruck das Quecksilber durch die untere Oeffnung hinaufdrückt. Steigt der äußere Luftdruck, so drückt er mehr Quecksilber in die Röhre: das Barometer steigt. Wird der äußere Luftdruck tiefer, so läßt er Quecksilber aus der Röhre in das Gefäß, in welchem es unten steht, ausfließen: das Barometer fällt. Will man nun die Werte zweier weit auseinanderliegenden Stationen miteinander vergleichen, so müssen die Werte erst vergleichbar gemacht werden. Zuerst muß beachtet werden, daß ein Instrument, das in einem warmen

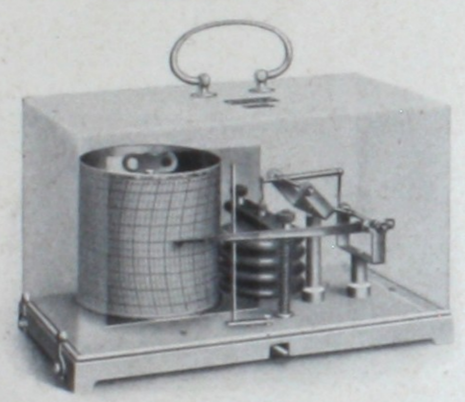


Abb. 6. Barograph (Lambrecht).

Zimmer hängt, schon allein wegen der starken Wärmeausdehnung des Quecksilbers höher steht als ein anderes in einem kalten Zimmer. Man hat sich deshalb geeinigt, den Luftdruck stets zuerst auf eine Quecksilbertemperatur von 0° zu reduzieren. Dazu gibt es genaue Tabellen, die Temperatur des Quecksilbers liefert ein kleines Thermometer, dessen Kugel von dem Barometerquecksilber umflossen ist (siehe Abb. 4).

Weiterhin muß der Höhenunterschied zwischen zwei Beobachtungsstationen beachtet werden. Bei einer hochgelegenen Station fehlt nämlich der Druck der gesamten Luftmasse, die unterhalb von ihr liegt, weil — genau wie im Ozean — nur das Gewicht der darüberliegenden Massen wirkt. Eine hochgelegene Station

würde, wenn man diese Tatsache nicht beachtete, stets ein Tiefdruckgebiet anzeigen! Man hat sich nun international dahingehend geeinigt, daß man den Druck der Beobachtungsstellen — mit Ausnahme der Bergstationen — auf Meereshöhe reduziert. Man muß dann den Druck der Luftschicht addieren, die zwischen dem Beobachtungsort und dem Meeresniveau liegt, bei München

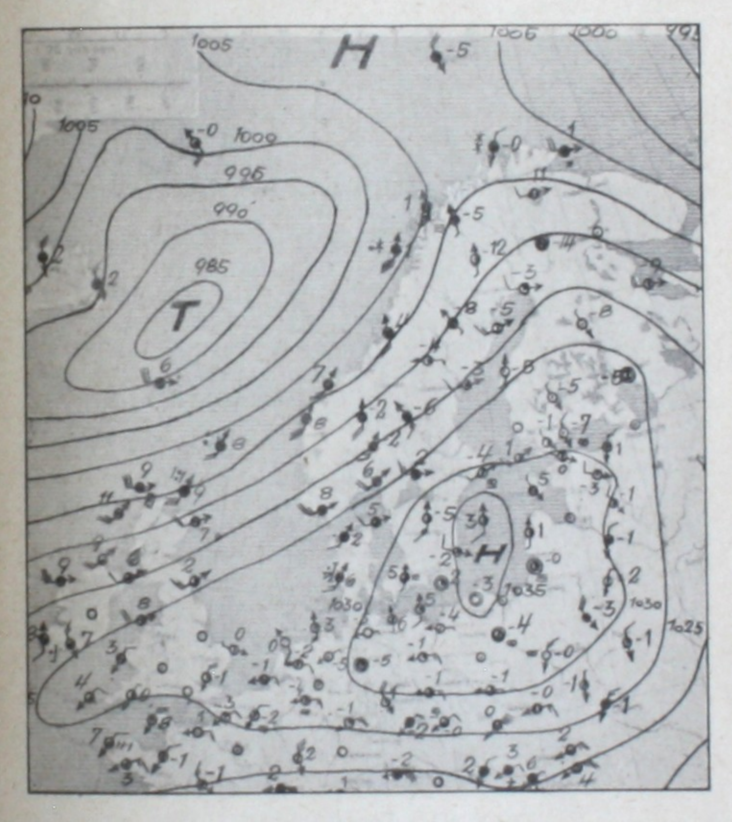


Abb. 7.
Wetterkarte vom 27. Oktober 1931, 8 Uhr vorm., mit gut ausgebildetem Hochdruckgebiet (H) und Tiefdruckgebiet (T).

also z. B. den Druck einer ca. 500 m dicken Luftschicht. Da der Druck gleich dem Gewicht einer entsprechenden Luftsäule

ist, so hängt er von der Dichte, also wieder von dem darauf lagernden Luftdruck und der Lufttemperatur (im Freien gemessen) ab. Auch dafür hat man Tabellen, in welche gleichzeitig noch die konstanten Werte einer dritten Reduktion, nämlich derjenigen auf Normalschwere (d. i. der Schwere in 45 Grad Breite), eingeschlossen sind.

Das Dosenbarometer, häufig auch nur das „Aneroid" genannt, der Barograph und der Höhenmesser haben als wesentlichen Bestandteil eine oder mehrere Metalldosen, die möglichst luftleer gepumpt sind und deren Deckel nunmehr unter der Last des äußeren Luftdruckes nach innen eingedrückt werden. Steigt der Luftdruck, so werden die Dosen stärker zusammengedrückt, fällt er, so gehen sie wieder auseinander. Diese feinen Bewegungen werden durch ein Hebelwerk vergrößert und auf Zeiger oder eine Schreibfeder übertragen.

Den Luftdruck mißt man durch die Länge der Quecksilbersäule in Millimeter, wobei man als mittleren Luftdruck einen solchen von 760 mm annahm. Neuerdings hat man eine besondere Luftdruckeinheit, das Bar, eingeführt. Es entspricht einem Luftdruck von 750.1 mm und ist wieder in 1000 Millibar eingeteilt. Ein Millibar entspricht also fast genau $^3/_4$ Millimeter. Die Wetterkarten werden jetzt fast nur noch in Millibar gezeichnet, der Luftdruck in Millibar gemessen.

Wie wir schon oben bemerkten, gibt es Gebiete tiefen Druckes und hohen Druckes, die über die Erde hinwegwandern. Diese Tiefdruckgebiete und Hochdruckgebiete verursachen an einem ortsfesten Barometer Luftdruckschwankungen, die zusammen mit aufgetretenen Wettererscheinungen, insbesondere schweren Stürmen, die erste Veranlassung zur Untersuchung dieser Vorgänge gegeben haben. Noch jetzt bildet die Beachtung der Tief- und Hochdruckgebiete eine wesentliche Grundlage der Wettervorhersage, obgleich viele wichtige neue Erkenntnisse dazugekommen sind und noch andauernd dazukommen. Die jetzt auch in vielen Tageszeitungen regelmäßig veröffentlichten Wetterkarten lassen die Luftdruckgebiete und ihre Bewegungen von einem Tag auf den anderen erkennen (Abb. 7).

6. Die Wetterkarte.

An den Flugwetterwarten wird jeden Tag wenigstens eine, meist aber 4—7 Wetterkarten gezeichnet, jede zu einem anderen Termin. Die wichtigsten Termine sind für Mitteleuropa 02 Uhr, 08 Uhr, 14 Uhr und 19 Uhr. Die Wetterkarten geben jeweils

den Wetterzustand, die „Wetterlage", über Europa zu diesen Zeitpunkten an. Man kann dann aus der Wetterkarte erkennen, wie das Wetter an jedem der vielen Beobachtungsorte zu dem angegebenen Termin war. Man kann dann auch genau sehen, wo die Tiefdruck- und Hochdruckgebiete, über die später noch mehr zu sagen ist (siehe Kapitel 20), liegen.

Wer die Wetterkarte verstehen will, oder wer sie sogar lesen muß, wie der Flugzeugführer, der muß die Bedeutung der einzelnen Zeichen kennen. Nachstehend wird eine Erläuterung derselben gegeben.

An jeder Station, an der Beobachtungen angestellt werden, ist ein Stationskreis: ○. Ist dieser Stationskreis völlig leer: ○, so hat die Station wolkenlosen Himmel. Wenn das Innere des Kreises zu einem Viertel ausgefüllt ist: ◔, so ist der Himmel zu einem Viertel bedeckt. Bei ganz bedecktem Himmel wird der Stationskreis ganz ausgefüllt: ●, bei halbbedecktem Himmel nur zur Hälfte: ◑, usw.

Der Wind in Bodennähe wird durch Pfeile dargestellt, wobei der Stationskreis die Pfeilspitze darstellt, die Federn des Pfeiles die Windstärke nach Beaufort (siehe auch S. 25). Eine Feder bedeutet zwei Skalenteile, für einen Skalenteil wird eine halbe Feder benutzt. Der Pfeil bewegt sich so, wie wenn er ein Luftteilchen wäre. Es bedeutet also: ◑ halbbedeckt, SW-Wind, Stärke 3; oder: ◕ wolkig, NW-Sturm, Windstärke 9. — Windstille wird durch einen um den Stationskreis konzentrischen Kreis dargestellt: ◎.

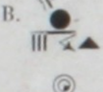
Das Wetter wird durch sehr verschiedenartige Zeichen dargestellt. Es bedeutet:

· leichter Regen, : mäßiger Regen, ⁝ starker Regen;
* leichter Schnee, ⁑ mäßiger Schnee, ⁂ starker Schnee;
, leichter Staubregen, ,, mäßiger Staubregen, ,,, starker Staubregen;
leichtes Gewitter, mäßiges Gewitter, starkes Gewitter;
▲ Hagel, △ Graupeln, + Schneefegen, ∞ Dunst;
≡ Nebel, wobei weder Wolken noch blauer Himmel sichtbar sind;
≡ Nebel, wobei Wolken oder blauer Himmel sichtbar sind;
T Donner (Ferngewitter), < Wetterleuchten.

Wenn eine der Wettererscheinungen stärker wird, also zunimmt, so wird das durch einen Strich links vom Zeichen dargestellt: | zunehmend. Wenn die Erscheinung abnimmt, wird das durch einen Strich rechts vom Zeichen dargestellt, also: abnehmend |.

Ein senkrechter Strich links und rechts des Wetterzeichens bedeutet: [zeitweise]. Eine eckige Klammer auf der rechten Seite heißt nach] (Regen, Schnee u. dergl.).

Die verschiedenen Wetterzeichen werden auch zusammengesetzt. Das ist zur Darstellung vieler Naturerscheinungen notwendig.

So bedeutet z. B.  Schweres Gewitter mit Hagel, NW-Sturm, Stärke 9, ganz bedeckt.

oder: Zunehmender Bodennebel, Himmel sichtbar, Himmel 1/4 mit Wolken bedeckt. Windstill.

Außer diesen Wetterzeichen sind auf den für den Flugberatungsdienst der Flugwetterwarten gezeichneten Wetterkarten, die auch den Flugzeugführern jederzeit zugänglich sind, noch Zahlen eingetragen, die besondere Bedeutung haben. So steht links des Stationskreises die Temperatur, unter ihr in römischen Ziffern die relative Feuchtigkeit usw. An einem Beispiel sei die Bedeutung erläutert:

12
VIII
5 VII

Es bedeuten:
12 = Temperatur in Celsiusgrad
VIII = Relative Feuchtigkeit 80-90%
5 = Wolkenhöhe 600—1000 m
VII = Sicht 10—20 km
] = Nach leichtem Regenschauer.

} bei halbbedecktem Himmel u. ONO-Wind, Stärke 2.

Maßgebend für die Bedeutung der Zahlen ist der Platz, an dem sie stehen. Die Anordnung ist einheitlich vereinbart.

Bei der Durchführung von Flügen spielen Nebelgebiete, Regen- und Schneefronten, Kaltlufteinbrüche und Aehnliches eine erhebliche Rolle. Damit diese Vorgänge besser ins Auge fallen, werden diese Erscheinungen durch Farbgebung deutlich hervorgehoben. Im deutschen Wetterdienst hat man einheitlich jedem der Vorgänge eine ganz bestimmte Farbe zugeordnet. So werden auf den ausgelegten Wetterkarten Regengebiete durch hellgrüne Flächen dargestellt, Schneefallgebiete durch dunkelgrüne. Für die Darstellung von Nebelgebieten hat man orange gewählt, wobei aber bei Bodennebel die Fläche durch Kreuzschraffur angelegt wird. Vordringende Kaltfronten werden blau gezeichnet, vordringende Warmfronten dagegen rot. (Für Darstellung von Fronten in einfarbiger Zeichnung siehe auch Abb. 25 und Abb. 42).

Auf der Wetterkarte werden durch die Isobaren noch die Hoch- und Tiefdruckgebiete kenntlich gemacht (Kap. 20), die

zusammen mit den eingetragenen Wetterbeobachtungen dem aufmerksamen Beobachter ein Bild des Wetterzustandes über Europa in einem ganz bestimmten Zeitpunkte vermitteln. Man nennt in der Meteorologie diese Wetterkarten synoptische (gleichgesehene) Wetterkarten. Um daraus Schlüsse für die Weiterentwicklung ziehen zu können, muß er die künftigen Veränderungen berechnen oder abschätzen. Dies führt zur Wettervorhersage, die später (Seite 66) behandelt ist.

7. Die barometrische Höhenmessung.

Wie wir schon oben bemerkten, wirkt auf das Barometer nur die über demselben befindliche Luftmasse, während die untere im Augenblick der Messung vollkommen belanglos ist. Daraus ergibt sich, daß der Luftdruck mit der Höhe abnehmen muß. Aus der Luftdruckabnahme kann man dann mit Hilfe der barometrischen Höhenformel die Ortshöhe berechnen. Die barometrische Höhenformel lautet in ihrer einfachsten Form:

$$H = 18400\ (1 + \alpha\, t_m)\ \log\left(\frac{B}{b}\right)$$

dabei bedeutet H die Höhe, α den Ausdehnungskoeffizienten der Luft = 0.00367, B den Luftdruck unten, b den Luftdruck oben, t_m die Mitteltemperatur zwischen oben und unten in Celsiusgraden.

Je höher man in dem Luftmeer nach oben steigt, desto geringer wird der Luftdruck, desto geringer wird aber auch wegen der Zusammendrückbarkeit der Luft die Luftdichte. Der Höhenunterschied, der zu einem Millimeter Luftdruckabnahme gehört, wird mit der Höhe immer größer. Man bezeichnet ihn als „barometrische Höhenstufe". Die nachfolgende kleine Tabelle zeigt die Zunahme mit der Höhe, wobei statt der Höhe der entsprechende tiefere Luftdruck gesetzt ist:

Luftdruck	760	700	600	500	400	350	Millimeter
Barometr. Höhenstufe	10.5	11.4	13.3	15.9	20.0	22.8	Meter

Die Werte gelten für eine in allen Höhen gleichbleibende Temperatur von 0°.

Ein auf dem mit der Höhe abnehmenden Luftdruck beruhender Höhenmesser, wie es fast alle gebräuchlichen Instrumente dieser Art sind, kann also keine gleichmäßige Skala haben, die Abstände für die einzelnen 100 m-Stufen werden vielmehr mit der Höhe immer kleiner, d. h. der barometrische Höhenmesser wird mit zunehmender Höhe immer unempfindlicher, wenn die Ausschläge nicht durch eine sinnreiche Einrichtung gleichmäßig

gemacht werden (Abb. 8). Es muß hier darauf hingewiesen werden, daß die Angaben des Höhenmessers nicht ohne Weiteres die richtigen Höhen angeben, denn er ist eigentlich ja nur ein Luft-



Abb. 8.
Höhenmesser (Askania) mit Einrichtung zum Einstellen des richtigen Luftdruckes.

druckmesser. Bei genauen Höhenbestimmungen muß die Temperatur und die Luftfeuchtigkeit berücksichtigt werden.

Bei Flügen ist vor dem Start auf den augenblicklich herrschenden Bodenluftdruck einzustellen, während des Fluges dann weiterhin stets entsprechend der am Boden herrschenden Luftdruckverteilung nachzustellen. Wenn z. B. beim Start in Berlin dort ein Luftdruck von 770 mm herrscht, in Königsberg aber nur 750 mm (beides Werte, die auf den Meeresspiegel reduziert sind), so würde der Höhenmesser, wenn er unterwegs nicht nachgestellt worden wäre, in Königsberg noch eine Höhe von etwa 200 m anzeigen, wenn in Wirklichkeit das Flugzeug sich schon in Höhe des Meeresspiegels befindet. Es könnten somit bei Blindflügen (d. i. Flügen ohne Bodensicht, nur nach Instrumenten) leicht Unfälle vorkommen, wenn diese Korrekturen nicht, wie es aber bereits bei den mit Funktelegraphie ausgerüsteten Verkehrsflug-

zeugen geschieht, berücksichtigt würden. Auch die Führer von Flugzeugen ohne FT. können bei der Wetterwarte vor dem Start Angaben über die zu erwartenden Abweichungen des Höhenmessers erhalten.

Da es wegen der allgemein starken Beanspruchung des Flugzeugführers bei schlechtem Wetter oft fast unmöglich für ihn ist, die Art der anzubringenden Korrektur, d. h. ob ab- oder zuzuzählen ist, in Ruhe konsequent durchzudenken, so sei hier eine Merkregel genannt, die sich ein Flugkapitän der Deutschen Lufthansa erdacht hat: Es ist immer unangenehm, in ein Tiefdruckgebiet hineinzufliegen, denn einmal ist dort das Wetter meist schlecht, dann ist man aber auch dem Erdboden näher als der Höhenmesser angibt.

8. Luftbewegung, Böen.

Mit den Luftdruckunterschieden stehen die Luftbewegungen in unmittelbarem Zusammenhang. Genau wie das Wasser von der Höhe zur Tiefe fließt, so hat auch die Luft das Bestreben, sich aus der Gegend höheren nach jener tieferen Druckes zu bewegen. Sobald aber nun die Bewegung im Gange ist, macht sich wegen der Erdrotation eine Ablenkung bemerkbar, die auf der Nordhalbkugel nach rechts, auf der Südhalbkugel nach links wirkt. Auf diese Art entsteht eine gewisse Umströmung der Hochdruck- und Tiefdruckgebiete, wobei auch noch Zentrifugalkräfte auftreten (weil es sich dann um gekrümmte Bahnen handelt!). Die ablenkende Kraft ist in der Nähe des Aequators am kleinsten und nimmt nach den Polen immer mehr zu. Deshalb strömt die Luft in äquatoriale Gebiete tiefen Druckes fast direkt ein und füllt sie dann auch schnell aus, während sie bei uns und weiter nördlich erst auf langen Spiralwegen den Kern des Tiefdruckgebietes erreicht (vergl. Abb. 9), sodaß diese Gebilde sich hier durch die wirbelartige Luftbewegung zuerst noch verstärken können, sich viel länger halten und dann auch viel langsamer ausfüllen. Auf ein Luftteilchen wirken also in der Hauptsache vier Kräfte ein:

1) Die Gradientkraft, die es nach dem Kern des Tiefs zu ziehen sucht.
2) Die ablenkende Kraft der Erdrotation, die es von seinem Weg auf der Nordhalbkugel nach rechts zieht.
3) Die Zentrifugalkraft, die es noch weiter nach rechts zieht.
4) Die Reibungskraft, die verzögernd und der beobachteten Windrichtung etwa entgegengesetzt wirkt.

Es muß noch bemerkt werden, daß die einströmende Windkomponente mit zunehmender Bodenreibung stärker wird. Weil aber über Wasser die Reibung gering ist, werden dort die Tiefdruckgebiete von den Luftmassen mehr umkreist, auf dem Fest-

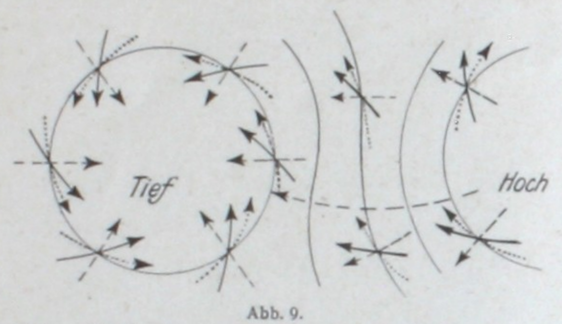


Abb. 9.

- - - - -> Richtung des Windes, wenn die Erddrehung nicht einwirkte.
———> Richtung des Windes unter dem Einfluß der Erddrehung (Bodennähe).
·······> Richtung des Windes unter dem Einfluß der Erddrehung (etwa 500 m Höhe).

land dagegen, wo die Reibung am Boden durch die Vegetation, Gebirge und anderes sehr stark vergrößert wird, findet verstärktes Einströmen und damit viel schnelleres Auffüllen der Tiefdruckgebiete statt (Abb. 10). Sobald ein starkes Ozeantief

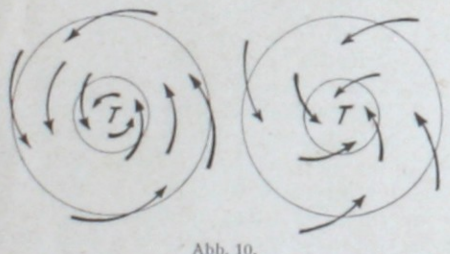


Abb. 10.

Links: Schwaches Einströmen über Ozean (mittlere Breiten).
Rechts: Starkes Einströmen über Land (mittlere Breiten).

auf das Festland übertritt, verliert es deshalb aus den angegebenen Gründen schnell an Energie, eine Tatsache, die man fast jeden zweiten Tag anhand der Wetterkarte beobachten kann.

Es ist natürlich, daß die abbremsende Wirkung der Bodenreibung sich in den untersten Schichten am stärksten bemerkbar macht und deren Geschwindigkeit am meisten verlangsamt. Aus diesem Grund hat man fast stets mit der Höhe eine erhebliche

Windzunahme, die aus den angegebenen Gründen über dem Festland viel größer ist als über dem sehr reibungsschwachen Ozean. Diese Windzunahme mit der Höhe, die man als Windschichtung bezeichnet, hat für ein Flugzeug bei Start und Landung sehr große Bedeutung, wie wir nachstehend erklären wollen.

Zum Verständnis ist es notwendig, immer daran zu denken, daß die Bewegung Flugzeug gegen Luft, die der Flieger als „Fahrt“ bezeichnet, aus flugtechnischen Gründen stets möglichst groß zu halten ist, worauf schon der altbekannte Fliegerkernspruch hinweist: Fahrt ist das halbe Leben!*)

Um bei Start möglichst schnell zu hoher Fahrt zu kommen — und das ist das Bestreben jedes Fliegers —, kann man die fast immer vorhandene Windzunahme in der Höhe dadurch ausnutzen, daß man solange gegen den Wind fliegt, als man steigen will, Das Beispiel in Abb. 11 zeigt unten 20 kmst Wind, darüber

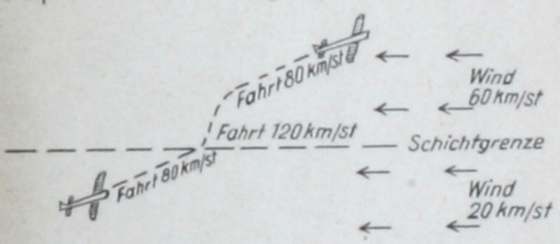


Abb. 11.

Fahrtgewinn und schnelles Steigen durch Ausnutzung der Windschichtung beim Steigen gegen den Wind.

60 kmst, ein Fall, der in dieser Größenordnung häufig in der Praxis vorkommt. Wenn das Flugzeug sich in der unteren Schicht durch Motorkraft eine Fahrtgeschwindigkeit von 80 kmst (also gegen Luft!) erarbeitet hat, so braucht es kurze Zeit seine ganze Motorkraft nur zum Hineinheben in die obere Schicht zu verwenden, um dort auf Grund seiner Massenträgheit sofort die Differenz der Windgeschwindigkeiten, also 60 — 20 = 40 kmst als Zuwachs seiner „Fahrt“ registrieren zu können. Umgekehrtes Fliegen, also Steigen in einen mit der Höhe zunehmenden Rückenwind würde Fahrtverlust bedeuten. Dann gingen die 40 kmst ab.

*) Bei sehr modernen Flugzeugen mit Spaltflügel und ähnlichen Einrichtungen werden die Verhältnisse komplizierter.

bezw. könnte die Maschine bei Erhaltung ihrer Fahrtgeschwindigkeit viel langsamer steigen, weil die Motorleistung zum großen Teil noch für Ersatzleistung der mit dem Steigen verlorengehenden Fahrt beansprucht würde.

Starke Windschichtung muß auch beim Niedergehen zur Landung beachtet werden. Wenn die Maschine bei den gleichen Windverhältnissen landen will, wie sie oben angenommen sind, so gehen, wenn sie gegen den Wind landet und von der 60 kmst-Schicht in die 20 kmst-Schicht kommt, sofort ohne Weiteres 40 kmst verloren (Abb. 12). Es wäre hier also falsch gewesen, schon in der

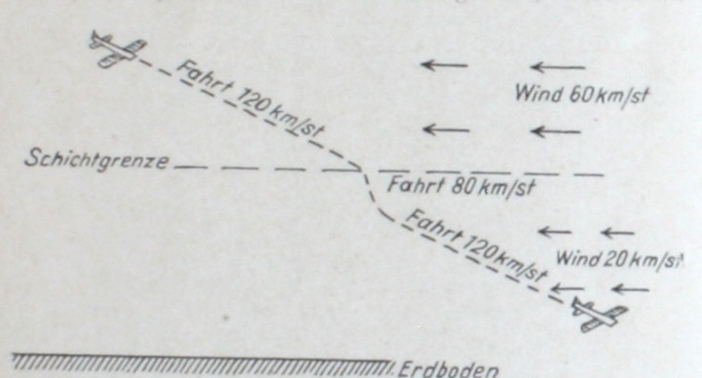


Abb. 12.

Fahrtverlust und Durchsacken infolge starker Windschichtung beim Tiefergehen gegen den Wind.

60 kmst-Schicht die Fahrt zu vermindern, weil durch die Verminderung der „Fahrt" um 40 kmst sonst leicht die Grenze der kritischen Geschwindigkeit unterschritten werden könnte und das Flugzeug in diesem Falle „abtrudelt" oder „abschmiert". In solchen Fällen ist vielmehr mit voller Fahrt, u. U. sogar mit Gas, bis dicht über den Erdboden herunterzugehen.

Die Höhenwinde werden von den Wetterwarten, den Drachenstationen und einigen Stationen der Luftaufsicht regelmäßig gemessen. Es gibt in der Hauptsache zwei Methoden.

1) Die Pilotballonmethode (Abb. 13). Unter Annahme konstanter Steiggeschwindigkeit — je nach der Füllung steigen die Ballone gleichmäßig 100 bis 300 m in der Minute — läßt man einen mit Wasserstoffgas gefüllten Gummiballon frei fliegen. Die Beobachtung vermittels eines Theodoliten läßt die Aenderung des

Richtungswinkels (Azimutwinkels) und des Höhenwinkels erkennen. Daraus kann man unter Zugrundelegung der konstanten Steiggeschwindigkeit und einer deshalb in jedem Zeitpunkt bekannten Ballon-



Abb 13.
Die Meteorologen bei der Höhenwindmessung am Theodolit. Der Pilotballon wird losgelassen.

höhe die Richtung und Geschwindigkeit der Ballonbewegung und damit des Windes berechnen. Die Methode beruht — kurz gesagt — darauf, daß die bestimmte Höhe, die der Ballon nach einer gewissen Zahl von Minuten haben soll, unter einem gewissen Winkel erscheint, der je nachdem groß ist, wenn der Ballon noch nicht weit entfernt ist, oder klein, wenn er schnell ab-

getrieben worden ist. Es sei hier daran erinnert, daß man z. B. auch die Geschwindigkeit eines sich entfernenden Autos daran schätzt, wie schnell es kleiner wird: Wird es sehr schnell kleiner, so hat es große Geschwindigkeit, bleibt es aber fast unverändert groß, so fährt es nur sehr langsam. Wenn also der Höhenwinkel schnell kleiner wird, also der Ballon niedriger erscheint, so ist die Windgeschwindigkeit groß. — Diese knappe Kennzeichnung des Verfahrens soll gleichzeitig auch ihre Fehler-

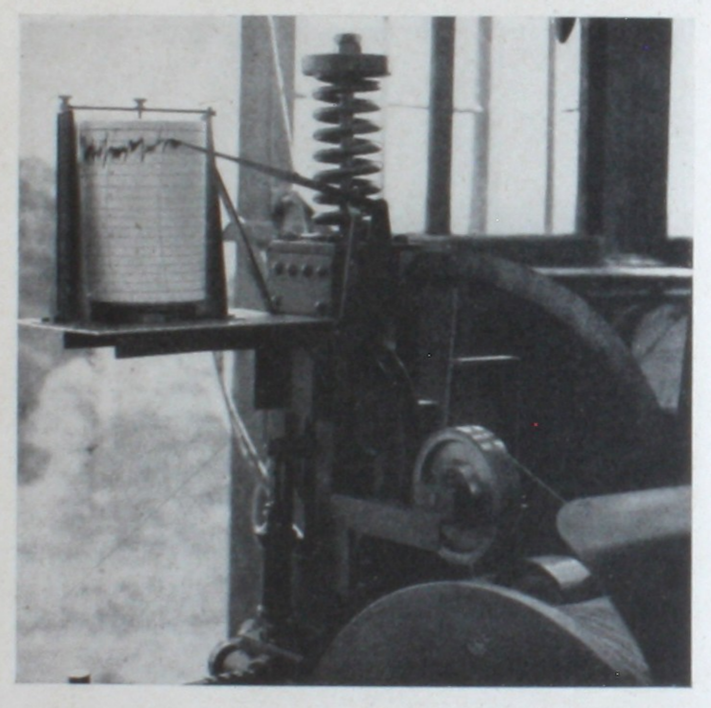


Abb. 14.
Der am Drachendraht wirkende Zug der Drachen überträgt sich auf das Dynamometer und registriert die Windgeschwindigkeit (Aeronautisches Observatorium Lindenberg).

quelle aufzeigen: Wenn nämlich bei böigem Wetter in der Atmosphäre auf- und absteigende Luftströmungen vorhanden sind, so wird der Ballon mitgenommen und ist in Wirklichkeit garnicht

so hoch wie man annimmt, er erscheint also unter einem falschen Winkel, der nach der Methode auch zu einer falschen

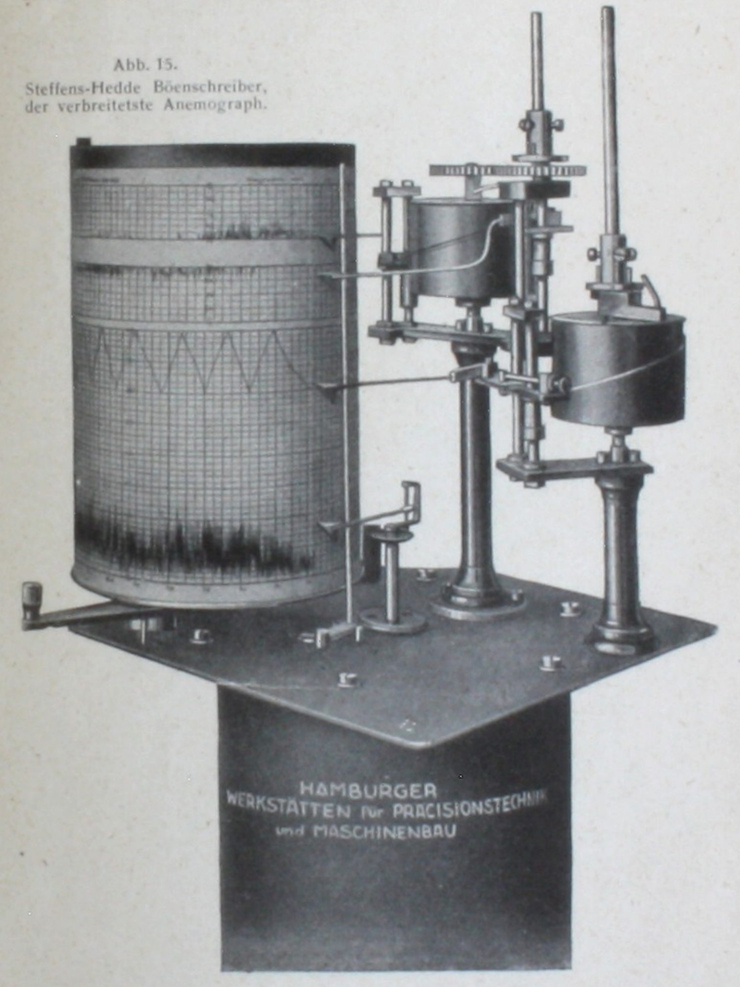


Abb. 15.
Steffens-Hedde Böenschreiber, der verbreitetste Anemograph.

Windgeschwindigkeit umgerechnet wird. Wenn der Ballon also z. B. von einer Fallböe herabgedrückt wird, so kommt der kleine

Höhenwinkel n i c h t von einer größeren Entfernung, sondern eben von dieser nicht in Rechnung zu stellenden vertikalen Luftbewegung. Die nachher berechneten Windgeschwindigkeiten sind dann größer als in Wirklichkeit. Bei einer Steigböe ist es um-

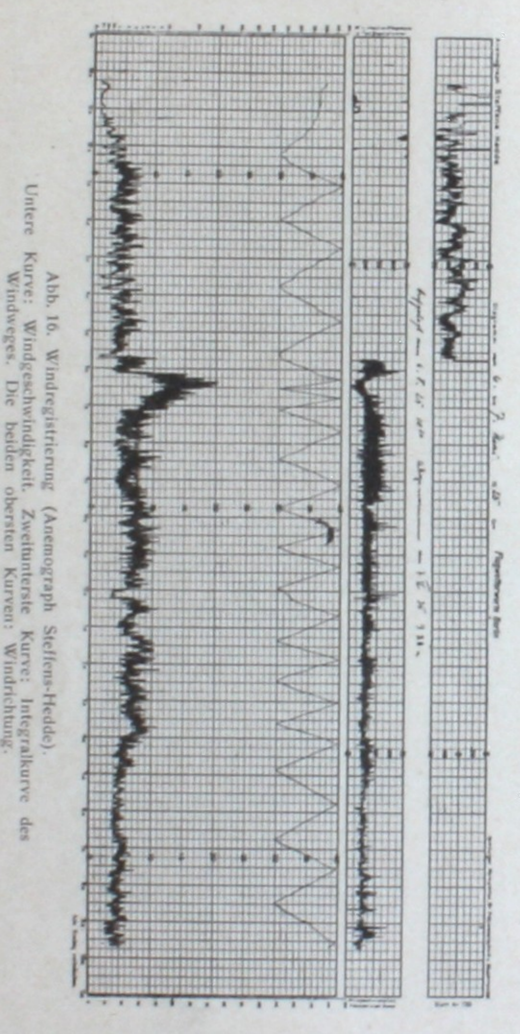


Abb. 16. Windregistrierung (Anemograph Steffens-Hedde). Untere Kurve: Windgeschwindigkeit. Zweitunterste Kurve: Integralkurve des Windweges. Die beiden obersten Kurven: Windrichtung.

gekehrt. Trotz dieses Mangels, der von geübtem Personal natürlich beachtet wird, leistet die Methode in der Praxis sehr gute Dienste.

2) Die Drachenmethode. (Abb. 14). Man läßt einen Drachen in die Luft steigen und mißt an einem Dynamometer den Zug, den er am haltenden Draht ausübt. Daraus kann man sich leicht die Windstärke in den verschiedenen Höhen berechnen. Diese Methode wird an dem Aeronautischen Observatorium in Lindenberg benutzt, außerdem in etwas veränderter Form am aerologischen Observatorium Friedrichshafen. Sie hat vor der Pilotballonmethode den Vorteil voraus, daß der Wind auch in und über den Wolken gemessen werden kann, eine Möglichkeit, die in unserer Zeit der zunehmenden Blindflüge immer mehr an Bedeutung gewinnt.

Die Luftbewegung ist fast nie gleichmäßig, sondern erfolgt in einzelnen Windstößen, den Böen, wie sie vom Böenschreiber (Abb. 15) registriert werden. Eine solche Registrierung zeigt eine schnelle Aufeinanderfolge von Windstößen und Flauten (Abbildung 16). Diese Windstöße, deren Aufeinanderfolge man sehr schön an schlanken Bäumen, beispielsweise einer Pappelallee, beobachten kann, sind mit vertikalen Windversetzungen verbunden. Oft beobachtet man, daß sich der eine Baum schon unter der Wucht eines Windstoßes beugt, während ein anderer, der vielleicht nur 20 m davon entfernt ist, noch vollkommen gerade

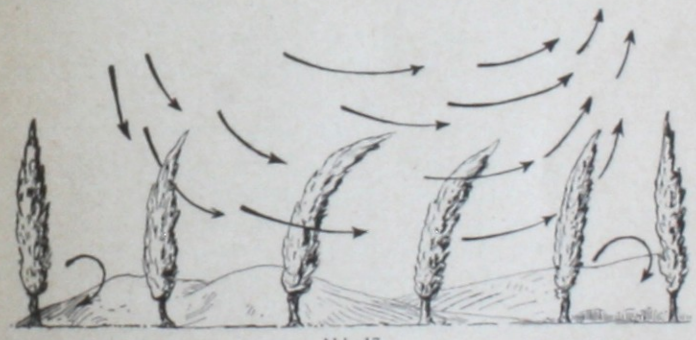


Abb. 17.
Umbiegen von Vertikalböen in Horizontalböen. Die Größe und Richtung der Pfeile gibt Stärke und Richtung des Windes an.

steht, um erst kurz danach ergriffen zu werden, während ein dritter auf der anderen Seite schon wieder in die Ruhelage zurückkehrt. Da die Luft sich im Freien nicht merklich komprimieren läßt, so muß die sich schnell bewegende Luft der vor

ihr liegenden ruhenden Luft auf irgend eine Art ausweichen. Dies geschieht zu einem kleinen Teil dadurch, daß sie seitlich um sie herumfließt, in der Hauptsache aber durch Aufsteigen, sodaß Vertikalströmungen zustandekommen, wie sie in Abb. 17 angedeutet sind. Diese auf- und absteigenden Luftströmungen nehmen ein hindurchfliegendes Flugzeug natürlich jedesmal mit, einmal nach oben, das anderemal nach unten. Der Insasse verspürt dann die für manche Menschen recht unangenehmen „Böen". (Früher hat man zur Bezeichnung dieser Erscheinung den völlig irreführenden Ausdruck „Luftlöcher" benutzt). Am stärksten ist die Böigkeit gewöhnlich bei steigendem Barometer, also in Luftdrucksteiggebieten (Abb. 48), weil hier die Luft labiler geschichtet ist. Ueber andere Ursachen auf- und absteigender Luftströmungen vergl. S. 35.

Der Wind hat erheblichen Einfluß auf die „Reisegeschwindigkeit", (d. i. die Geschwindigkeit über Boden) und den Kurs des Flugzeugs oder Luftschiffs. Sehr einfach liegen die Verhältnisse bei direktem Rücken- oder Gegenwind. Im ersteren Falle addiert sich die Windgeschwindigkeit zur Eigengeschwindigkeit, d. i. der „Fahrt" des Luftfahrzeugs, im anderen Falle zieht sie sich davon ab (Abb. 18). Bei Wind schräg von vorn oder schräg von



Abb. 18.
Einfluß des Windes auf Reisegeschwindigkeit.

hinten, oder auch unmittelbar von der Seite sind die Verhältnisse komplizierter. Man benutzt alsdann das Kursdreieck.

Interessant ist noch die Tatsache, daß man bei Gegenwind für eine Strecke mehr Zeit verliert, als man bei Rückenwind derselben Stärke bei derselben Flughöhe und auf derselben Strecke gespart hat. Ein Beispiel soll dies näher erklären: Wir nehmen die Verhältnisse aus Abb. 18 und zwar für eine Strecke von 600 km. Bei Windstille braucht man bei 150 kmst Eigengeschwindigkeit 600 : 150 = 4 Stunden. Bei 50 kmst Gegenwind ist die Reisegeschwindigkeit nur 100 kmst, man braucht also 600 : 100 = 6 Stunden. Bei 50 kmst Rückenwind vergrößert sich die Reisegeschwindigkeit auf 200 kmst, sodaß man 600 : 200 = 3 Stunden benötigt. Gegenüber Windstille braucht man also bei Gegenwind 2 Stunden mehr, bei dem gleich starken Rückenwind spart man

aber nur eine Stunde. Die logische Erklärung ist dadurch gegeben, daß das Flugzeug dem Gegenwind länger ausgesetzt ist, also die ungünstige Einwirkung länger zu ertragen hat, daß es aber bei Rückenwind schneller die Strecke zurücklegt, also auch die günstigen Verhältnisse nicht so lange ausnutzen kann.

Die Windgeschwindigkeit wird nicht nur gemessen, so wie oben beschrieben, sondern auch als Windstärke geschätzt, besonders von den vielen Laienbeobachtern des Flugwetterdienstes. Sie wird dabei nach der Beaufortskala, der bekanntesten Windstärkeskala, angegeben, die von 0 bis 12 reicht. Daneben wird bei Messungen die Windstärke durch ihre Geschwindigkeit in Metern pro Sekunde oder in Kilometern pro Stunde weitergemeldet. Eine Zusammenstellung der verschiedenen Werte gibt die nachstehende Tabelle:

Beaufortskala	m/sec	km/st
0 Windstille, Rauch steigt gerade empor	0—0.5	0—1
1 Leichter Zug, für das Gefühl bemerkbar	0.6—1.7	2—6
2 Leichte Brise, bewegt leichte Blätter	1.8—3.3	7—12
3 Schwache Brise, Blätter und dünne Zweige in dauernder Bewegung .	3.4—5.2	13—18
4 Mäßige Brise, hebt Staub und Papier, bewegt kleine Zweige	5.3—7.4	19—26
5 Frische Brise, bewegt kleine Bäume	7.5—9.8	27—35
6 Starker Wind, bewegt starke Aeste	9.9—12.4	36—44
7 Steifer Wind, hemmt das Gehen im Freien, ganze Bäume in Bewegung	12.5—15.2	45—54
8 Stürmischer Wind, bricht Zweige .	15.3—18.2	55—65
9 Sturm, wirft Dachziegel von den Dächern	18.3—21.5	66—77
10 Schwerer Sturm, bricht Aeste und dicke Zweige ab	21.6—25.1	78—90
11 Orkanartiger Sturm, deckt Dächer ab	25.2—29.0	91—104
12 Orkan, wirft Schornsteine und gesunde Bäume um	über 29	über 104

9. Lufttemperatur und Thermometer.

Die Ursache der Luftbewegungen und des Wetters überhaupt sind die Temperaturunterschiede der Luftmassen. Weil kalte Luft schwerer ist als warme, übt sie auf ihre Unterlage auch einen größeren Druck aus als diese und gibt die Veran-

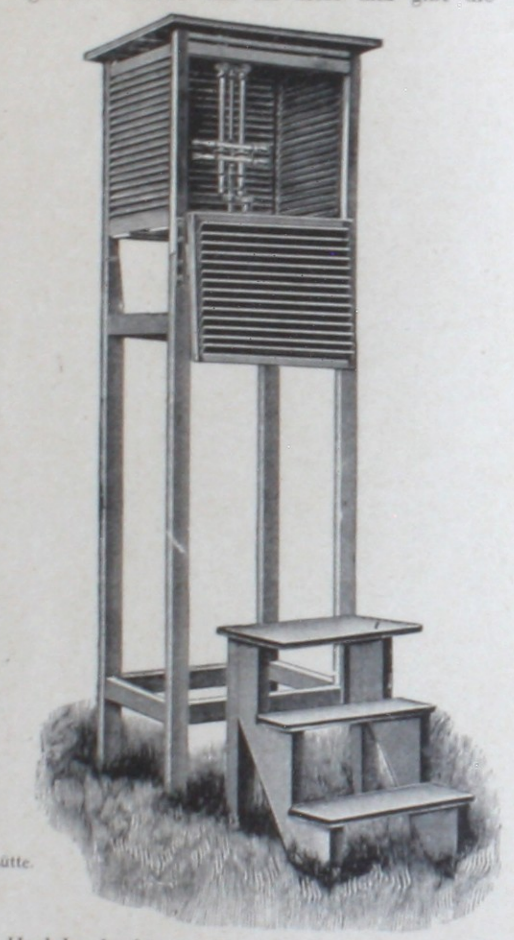


Abb. 19. Thermometerhütte.

lassung zu Hochdruckgebieten. Umgekehrt gibt warme Luft Anlaß zur Bildung von Tiefdruckgebieten. Wenn warme Luft ein-

strömt, fällt das Barometer, wenn kalte einströmt, steigt es. Allerdings ist mit dem Einströmen kalter Luft unten sehr oft gleichzeitiges Einströmen von warmer Luft oben verbunden und umgekehrt. Die Druckwirkung von oben ist dann entgegengesetzt der von unten und gleicht sich u. U. aus. Der Luftdruckgang an der Erdoberfläche, der gleichzeitig aus allen Höhen beeinflußt wird, kann dann oft nicht das richtige Bild geben. Man muß deshalb noch Beobachtungen aus größerer Höhe mit heranziehen.

Die große Bedeutung der Temperaturmessungen für die Wetterkunde zwingt zu möglichst genauen Beobachtungen. Für den Meteorologen ist nur die im Schatten, unbeeinflußt von Strahlung gemessene Lufttemperatur maßgebend. Alle anderen Angaben, vor allem die von Tageszeitungen oft gebrachte „Temperatur in der Sonne" sind mehr oder weniger Unsinn. Die unbedingt notwendige Ausschaltung der Strahlung geschieht durch Unterbringung der Instrumente in der Thermometerhütte (Abb. 19), die durch ihre besondere Konstruktion — Jalousiewände, durchbrochener Boden und Decke — der Luft soviel Zutritt gestattet, daß kein wesentlicher Unterschied gegen die Außenluft eintritt. Auch das Aßmann'sche Aspirationspsychrometer (Abbildung 20) ergibt völlig strahlungsfreie Lufttemperaturen. Zum Registrieren der Temperatur benutzt man den Thermographen (Abb. 21).

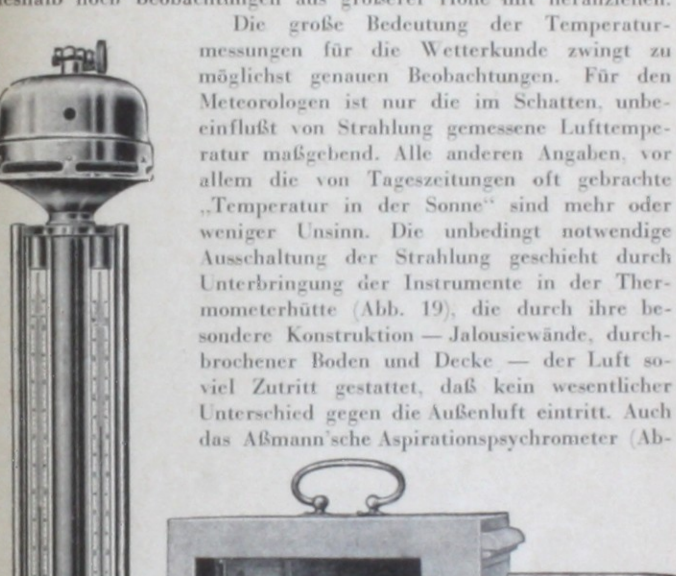


Abb. 20. Aßmann'sches Aspirationspsychrometer.

Abb. 21. Thermograph.

In allen Ländern (mit Ausnahme der angelsächsischen) werden die Angaben der Thermometer in Celsiusgraden — vielfach auch Centigraden genannt — gemacht. (0° ist die Temperatur schmelzenden Eises, 100° diejenige des bei 760 mm Luftdruck kochenden Wassers). In England, den Vereinigten Staaten usw. benutzt man noch immer die Fahrenheiteinteilung (Temperatur schmelzenden Eises + 32°, Temperatur bei 760 mm kochenden Wassers + 212°). Alle anderen Einteilungen sind lange veraltet und in der Wetterkunde nicht mehr in Benutzung.

Die Luftwärme ändert sich — abgesehen von den in Kap. 12 behandelten Vorgängen — in der Hauptsache nur durch Einflüsse der Unterlage. Sonneneinstrahlung erwärmt zuerst den Erdboden, dieser dann die Luft. Nächtliche Ausstrahlung der Erdbodenoberfläche erniedrigt zuerst deren Temperatur, dann kühlt sich die Luft daran ab. Beim Wärmehaushalt des Luftmeeres ist zu beachten, daß die Ozeane wegen der Fähigkeit des Wassers, große Wärmemengen aufzuspeichern, ihre Temperaturen im Sommer und Winter fast unverändert halten, während das Festland großen Temperaturänderungen unterliegt (Werchojansk, Sibirien: Januarmitteltemperatur — 50.5°, Julimitteltemperatur + 15,4°; Valentia-Westirland: Januar + 7.3°, Juli + 14.7°).

10. Die Wetterbildung, Bjerknes-Schema.

Im Folgenden sollen nun die Wettervorgänge geschildert werden, wie sie bei dem Aufeinandertreffen verschieden warmer Luftmassen eintreten. Dabei muß der Name des norwegischen Forschers Bjerknes genannt werden, dessen Arbeiten grundlegend für die neuzeitliche und gegenüber den älteren Methoden viel erfolgreichere Auffassung der Vorgänge geworden sind. Er geht von der Tatsache aus, daß sich in den Polargebieten durch die dort ununterbrochen vor sich gehende Abkühlung kalte Luftmassen ansammeln, die in Form einer Kalotte aufliegen (Abb. 22). Ihnen liegen in den gemäßigten Zonen und den Tropen Warmluftmassen gegenüber. Fast immer ist eine scharfe Grenze der Polarluft vorhanden, die als Polarfront bezeichnet wird. (Linie Pf in Abb. 22 und Abb. 23 a—e.) Diese Polarfront verläuft zuerst ziemlich ungestört in ostwestlicher Richtung. Da nördlich von ihr kalte Winde aus Osten, südlich von ihr aber warme Winde aus Westen wehen, so ist die Möglichkeit zu einer Wellenstörung gegeben und zwar ist die warme Luft durch Doppelpfeile, die

kalte Luft durch einfache Pfeile gekennzeichnet, die schraffierte Fläche stellt Niederschlagsgebiete dar. Die Abb. 24 a—e zeigen zur genaueren Erläuterung Vertikalschnitte, wobei mit den je-



Abb. 22.
Polarluftkalotte der Nordhalbkugel.
Ihre Grenzlinie am Boden, die Polarfront (Pf), verläuft in Wirklichkeit nie so geradlinig wie hier schematisch angedeutet, sondern stets in Wellen.
——> Bewegung der Kaltluft. ══> Bewegung der Warmluft.

weiligen Punkten 1, 2 und 3 auf die entsprechenden Punkte der Abb. 23 a—e jedesmal Bezug genommen ist. Wie man aus den

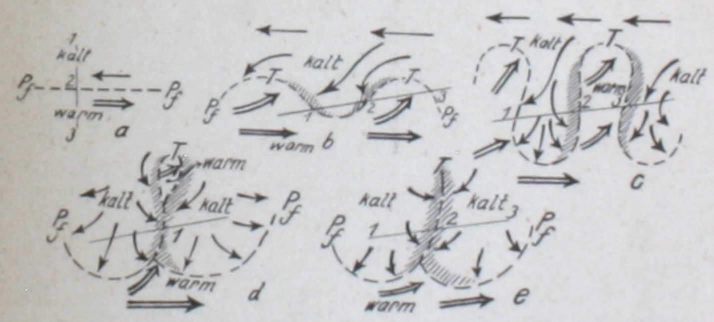


Abb. 23.
Entwicklung einer Wetterstörung an der Polarfront.
——> Kaltluft ══> Warmluft.

Zeichnungen ersieht, entwickelt sich aus der zuerst ganz flachen Wellenstörung 23 b bereits in 23 c eine mächtige Kaltluftzunge,

die sich schnell nach Süden zu ausbreitet und die warme Luft, die zwischen ihrer Ostseite und einer zweiten Kaltluftzunge liegt, zusammendrängt. In Abb. 23 d und 24 d hat die Ostseite der Kaltluftzunge bereits die Westseite der vorhergehenden Kaltluftzunge eingeholt und die warme Luft, die vorher noch zwischen der Kaltluft gelegen hatte, in die Höhe gehoben. In Abb. 23 e

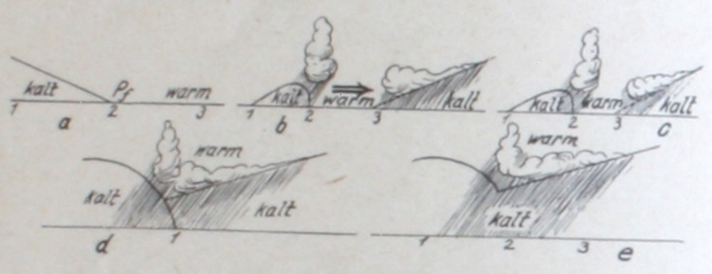


Abb. 24.
Vertikalschnitte durch eine sich an der Polarfront entwickelnde Wetterstörung.

und 24 e ist diese Abhebung vollständig geworden. Eine solche Störung, die nur noch in der Höhe Warmluft zeigt, ist die häufigste Schlechtwetterursache in Mitteleuropa und heißt Okklusion. (Abb. 25.)

Es ist notwendig, zu wissen, an welchen Zeichen man das Vorhandensein einer Okklusion erkennen kann.

Das Kennzeichen einer Okklusion ist einmal die sackartige Isobarenausbuchtung, dann die Windunstetigkeit, die oft bis zu scharfer Konvergenz (= Zusammenströmung) führt, ferner das Druckfallgebiet auf der Vorderseite, das Steiggebiet auf der Rückseite, schließlich auch die starke Bewölkung, sowie Niederschläge, wobei im Sommer häufig auch Gewitter auftreten. Die Okklusionen bringen für den Flieger stets Unannehmlichkeiten mit sich: ineinandergeschobene, zum Teil sehr tiefe und mächtige Wolkendecken, Nebel, Niederschläge, im Sommer Gewitter, im Winter Vereisungsgefahr. Es ist deshalb eine Hauptaufgabe der Flugwetterwarten, diese Okklusionen rechtzeitig zu erkennen und ihre Intensität, Zugrichtung und Geschwindigkeit festzustellen. Die festgestellten Tatsachen werden dem Flugzeugführer mitgeteilt.

Die vorderste Linie der vordringenden Kaltluftmasse heißt „Kaltfront“. An ihr gehen Wolken- und Niederschlagsbildung vor sich, bei sehr flachen Kaltluftmassen bildet sich oft hinter der Kaltfront Nebel (siehe auch S. 53).

Die vorderste Seite der vordringenden Warmluftmasse, die also dort liegt, wo sich die Kaltluftmasse zurückzieht, bzw. wo

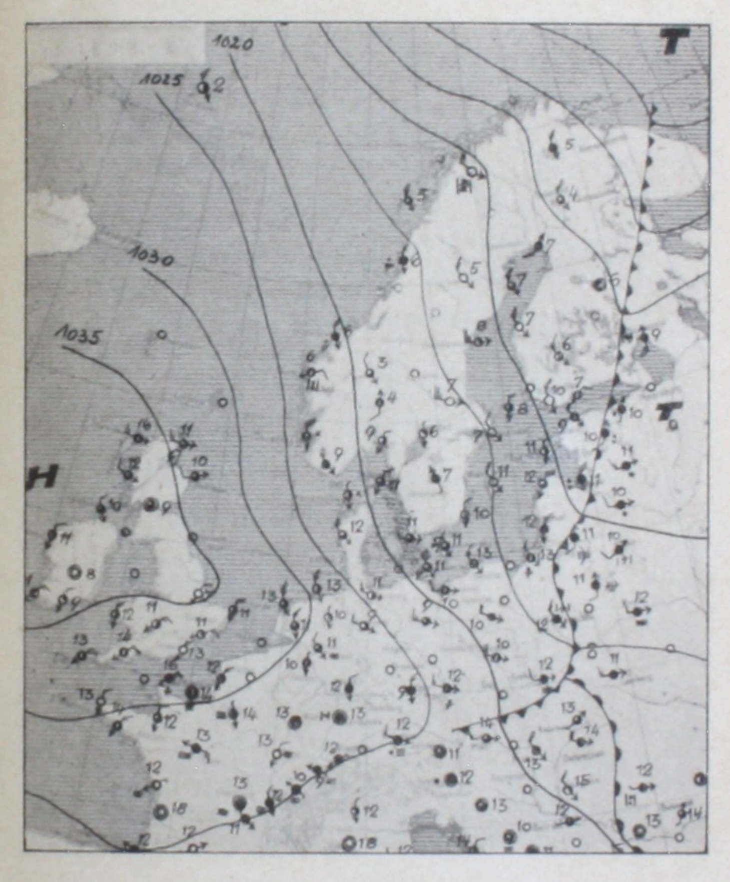


Abb. 25.
Wetterkarte vom 20. 9. 1931, 8 Uhr vorm.

vorrückende Kaltfront, dahinter Kaltluft.
vorrückende Warmfront, dahinter Warmluft.
vorrückende Okklusion, auf beiden Seiten Kaltluft.

diese zurückgedrängt wird, heißt „Warmfront". Auch an ihr fällt Niederschlag, weil die warme Luft auf die kalte aufgleitet (siehe auch S. 38).

Beim Durchgang einer Kaltfront fällt die Temperatur am Boden sprunghaft, beim Durchgang einer Warmfront steigt sie ebenso sprunghaft. An diesem Temperaturunterschied erkennt man diese Fronten in der Wetterkarte. Auch sie haben für die Fliegerei erhebliche Bedeutung.

Wenn der Meteorologe gründlich arbeiten will, darf er sich nicht mit den Bodenbeobachtungen allein zufrieden geben, sondern muß auch die Verhältnisse in den oberen Schichten der Atmosphäre zu erkennen und zu verwenden suchen. Die Möglichkeit dazu geben ihm in neuerer Zeit in zunehmendem Maße die Flugzeuge der Wetterflugstellen, deren Tätigkeit besonders in Deutschland in erfreulichem Maße gefördert wurde. An den Wetterflugstellen Berlin, Darmstadt, Hamburg, Königsberg, München, Breslau und Köln werden an jedem Tage zum Zwecke der Flugwettersicherung Forschungsaufstiege bis über 5000 m Höhe gemacht.

11. Die Luftfeuchtigkeit.

Ehe wir nun erklären, wieso und auf Grund welcher Vorgänge diese wellenartigen Wetterstörungen zu schlechtem Wetter, also Bewölkung, Nebel, Niederschlag und Gewitter Veranlassung geben, muß näher auf einen wesentlichen, seither nur kurz erwähnten Bestandteil der Atmosphäre eingegangen werden, auf den im gasförmigen Zustand vorhandenen Wasserdampf. Er ist vollkommen unsichtbar wie die anderen atmosphärischen Gase. Seine Menge wechselt stark. Auch die Aufnahmefähigkeit der Luft für Wasserdampf ist sehr veränderlich und hängt von der Temperatur ab. Warme Luft nimmt mehr davon auf, kalte Luft weniger. Man kann die Aufnahmefähigkeit am besten an derjenigen von Salz in Wasser erklären, weil eine anschauliche Parallelität besteht, wobei man sich aber bewußt bleiben muß, daß die physikalischen Vorgänge ganz anders sind. Wenn man eine Handvoll Salz in Wasser wirft, so bleibt das Salz noch eine Zeitlang sichtbar und trübt die Lösung. Sobald es sich aber aufgelöst hat, ist sie wieder vollkommen klar geworden. Gibt man dann noch mehr Salz zu, so löst von einer bestimmten Menge an das Wasser nichts mehr auf, die Lösung ist gesättigt. Erwärmt man nun die Lösung, so nimmt sie erneut Salz auf, bis sie zum zweiten Male gesättigt ist. Bei höherer Temperatur kann das Wasser eine größere Salzmenge in Lösung nehmen als bei niedriger Temperatur. Kühlt man dann die gesättigte warme Lösung ab, so

scheidet sich das vorher unsichtbar gelöste Salz in einzelnen Kristallen aus und die Lösung trübt sich. Genau die analogen Vorgänge finden wir in der Atmosphäre bei der Auflösung des Wassers. Wie wir schon oben bemerkten, kann warme Luft mehr Wasserdampf aufnehmen als kalte, wobei sie so vollkommen klar und durchsichtig bleibt, wie trockene Luft. Die Wasseraufnahmefähigkeit von Luft bei 8° beträgt 8.3 g pro Kubikmeter, bei 20°

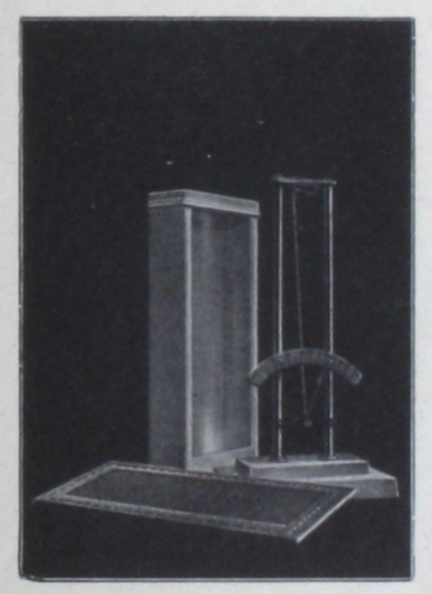


Abb. 26. Hygrometer (Lambrecht).

aber 17,3 g. Die Luft ist dann bei diesen Temperaturen mit der jeweils genannten Wassermenge gesättigt, man sagt, die relative Feuchtigkeit beträgt dann 100%. Daß tatsächlich dann noch Wasserdampf in dieser völlig durchsichtigen und für das Gefühl trockenen Luft vorhanden ist, kann man leicht erkennen, wenn man in sie kältere Gegenstände bringt. Sie „laufen an", d. h. sie überziehen sich mit flüssigem Wasser, das aus der Luft ausgeschieden wird, weil sie sich an diesen Gegenständen abkühlte. Der Wasser- oder auch Eisüberzug an den Fensterscheiben im Winter ist auch nichts anderes als das aus der Luft bei der Abkühlung dort wieder herausgeholte Wasser. Es ist nun offen-

sichtlich, daß atmosphärische Luft, die bei 20° mit 17,3 g Wasserdampf gesättigt war, diese Wassermenge nicht behalten kann, wenn sie auf beispielsweise 8° abgekühlt wird. Dann fällt die Differenz zwischen 17,3 g und 8,3 g = 9 g pro cbm heraus, und zwar scheidet sich das Wasser entweder an dem Boden aus oder auch in der freien Luftmasse in Form kleiner Wassertröpfchen. Im ersteren Falle stellen wir fest, daß sich die Gegenstände „beschlagen" haben, bezw. daß Tau gefallen ist, im letzteren Falle bewirken die Wassertröpfchen eine Trübung der gesamten betroffenen Luftmasse, die dem Auge auffällt und als Dunst, Nebel oder Wolke evtl. auch schon als Niederschlag bezeichnet wird. (Dunst ist oft auch trockener Herkunft, als Wirkung der Ausdünstung

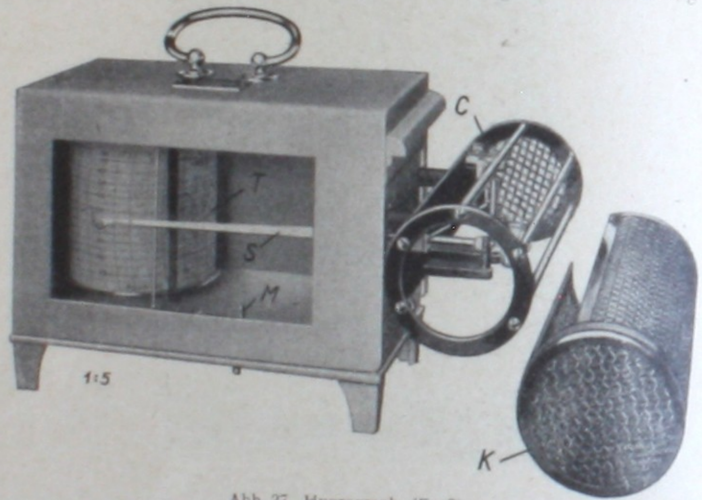


Abb. 27. Hygrograph (Fueß).

von Industriegebieten). Die Vorbedingung für Entstehung von Wolken oder Nebel, auch Niederschlag, ist also nach dem Vorherigen die Abkühlung von feuchter Luft. Das kann nun wieder auf mehrere Arten vor sich gehen. Einmal kann sich die Luft über einer kälteren Unterlage abkühlen (Herbst- und Winternebel über dem erkalteten Boden Mitteleuropas, Frühjahrs- und Sommernebel über den vom Winter her noch kalten Meeren, Nebel bei Neufundland), oder aber die Luft kühlt sich beim senkrechten Aufsteigen ab. Die letztere Art ist die fast alleinige Ursache der Niederschläge und soll deshalb genauer betrachtet werden.

Die relative Feuchtigkeit wird mit dem Haarhygrometer (Abbildung 26), dem Hygrographen (Abb. 27) oder dem Aßmann'schen Aspirationspsychrometer (Abb. 20) gemessen.

12. Vertikalbewegungen, die Wolken bilden und auflösen.

A. Aufsteigende Luft.

Wenn Luft aufsteigt, kommt sie unter geringeren Druck und dehnt sich aus. Bei dieser Ausdehnung kühlt sie sich ab und zwar um 1° auf etwa 100 m Hebung. Die Luft kann nun auf mehrfache Art zum Aufsteigen gezwungen werden.

1) Wenn im Sommer die Sonne stark auf den Erdboden scheint, so erwärmt sich derselbe an manchen Stellen schneller (Sandboden, trockener Ackerboden und ähnliches) als an anderen



Abb. 28. Cumuluswolken (Untergrenze im gleichen Niveau).

(Seen, Wälder usw.). Da die Luft nicht beim direkten Durchgang der Sonnenstrahlen, sondern von der durch die Sonne erwärmten Unterlage, also der Erdoberfläche, erwärmt wird, so wird sie über der wärmsten Unterlage auch am wärmsten. Warme Luft ist leichter als kalte, sie steigt also in die Höhe. Bei dem Höhengewinn kühlt sie sich ab, infolgedessen nimmt die Wasseraufnahmefähigkeit immer mehr ab, oder anders gesagt, die relative Feuchtigkeit nimmt zu. So kommt beim Weitersteigen diese Luft-

masse schließlich auf eine so tiefe Temperatur, daß sie mit dem vorhandenen Wasserdampf gesättigt ist, die relative Feuchtigkeit also 100% erreicht und kurz danach Wolkenbildung eintritt. Weil die relative Feuchtigkeit am Boden überall ungefähr gleich ist, fangen in einer bestimmten Gegend dann alle Wolken im gleichen Niveau an. Man nennt sie Haufen- bezw. Cumuluswolken (s. Abb. 28). Neben diesem durch Wolken gekennzeichneten Aufwindgebiet müssen zum Ausgleich nebenan andere Luftströme



Abb. 29. Gewitterwolke (Cumulonimbus).

absteigen. Bei einer Wetterlage, die solche Vertikalströmungen mit sich bringt*), fliegt das Flugzeug dann ununterbrochen durch ab- und aufwärts gerichtete Luftströme. Dieselben nehmen es mit, einmal nach unten, dann wieder nach oben, auch geht ab und zu ein solcher Vertikalstrom einmal von unten, das anderemal von oben gegen nur eine der Tragflächen, kurz, das Flugzeug wird hin- und her-, auf- und abgeschaukelt, führt also dieselben für manche Leute so sehr unangenehmen Bewegungen aus, wie wir sie oben (s. S. 24) schon kennengelernt haben.

*) Weil diese Strömungen im Sommer bei sonnigem Wetter auftreten, nennt sie der Flieger „Sonnenböen".

Die Vertikalbewegungen hören oben gewöhnlich an einer Inversionsschicht auf (siehe auch S. 5 und 41). An dieser „Sperrschicht" breiten sich dann die Cumuluswolken aus, sie erscheinen abgeplattet. Der Flugzeugführer erkennt an dieser Form die Höhenschicht, in der die sogenannten „Sonnenböen" aufhören.

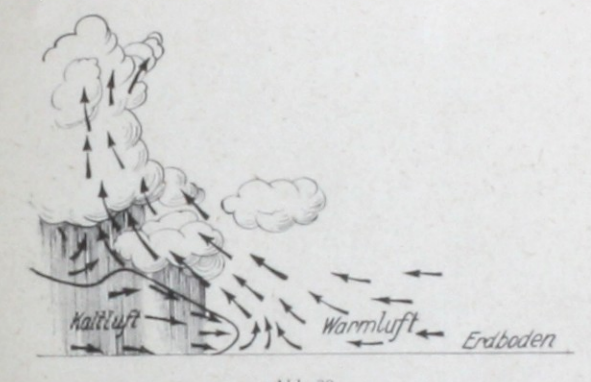


Abb. 30.
Bildung einer Gewitterwolke über einer einbrechenden Kaltluftmasse (von links).

Wenn eine solche Sperrschicht aber sehr schwach ist und infolge zu großer Energie der von unten kommenden Luftmassen durchstoßen wird, kommt es vor, daß sich die Cumuluswolken bis in große Höhen ausbreiten. Sie ballen sich dann in gewaltigen Türmen empor und lassen Regen, Graupeln oder auch Hagel fallen, wobei sich noch elektrische Entladungen einstellen. Eine solche Wolke heißt dann Gewitterwolke (Cumulonimbus, Abb. 29).

2) Wenn mit großer Gewalt eine Kaltluftmasse einströmt, wie an der Kaltfront des Bjerknes-Schemas (Abb. 23 und 24), so preßt dieselbe die vor ihr liegende Warmluft in die Höhe (Abb. 30). Man hat einen ähnlichen Vorgang wie bei dem zuletzt beschriebenen Fall, denn auch jetzt bildet sich eine mächtige Cumulonimbus-Wolke aus, oft in ungeheure Höhen reichend. In den Tropen sind derartige Cumulonimbus-Wolken schon bis zu 14 km Höhe beobachtet worden, bei uns erreichen sie meist 4 bis 8 km.

Die schnell aufsteigende Luft unter Cumuluswolken und unter bezw. in Cumulonimbus-Wolken wird in jüngster Zeit von den Segelfliegern zu ihren Flügen ausgenutzt, wobei Fernflüge über 300 km Entfernung über z. T. flaches Gelände erzielt wurden. Bei Gewittersegelflügen muß allerdings immer wieder

angeraten werden, das Innere einer Cumulonimbus-Wolke zu meiden, einmal, weil es dort außerordentlich starke und in der Richtung wechselnde Vertikalböen gibt, dann aber auch wegen der starken Niederschläge, insbesondere dem Hagel. Es ist recht gut denkbar, daß zuerst das Flugzeug in dieser Wolke vereist (s. S. 58),



Abb. 31. (Aufnahme: Meteorologisches Observatorium Breslau-Krietern). Regenwolken (Nimbostratus).

danach der Fallschirm, zumal derselbe u. U. schneller nach oben gesaugt wird, als ihn die Schwerkraft nach unten zieht. Er würde dann mit ca. 5 m/sec. fallen, die aufsteigende Luftströmung risse ihn aber wohl doppelt so schnell nach oben.

3) Wenn am Erdboden kalte Luft liegt, so strömt warme oftmals daran empor, sie gleitet über diese kalte Luft auf (s. Bjerknes-Schema S. 28). Auch hier tritt allmählich mit dem Aufsteigen Wolken- und Niederschlagsbildung ein. Obwohl diese Art der Aufwärtsbewegung in großen Massen vor sich geht, ist ihre Vertikalkomponente zu gering, um für Segelflüge ausnutzbar zu sein.

Dafür entstehen aber bei dieser Wetterlage die ausgedehntesten Wolkenbildungen und ergiebige Niederschläge. Die un-

tersten Niederschlagswolken sind die Nimbostratuswolken (Abb. 31), die nächst höheren die Altostratus-Wolken (Abb. 32), die allerdings oft mit den Nimbostratuswolken zusammengewachsen sind. Etwas Bestimmtes, das immer zutreffen würde, läßt sich über die Dicke dieser Wolken nicht sagen. Die Flugzeuge des Wetter-



Abb. 32. (Aufnahme: Meteorologisches Observatorium Breslau-Krietern). Mittlere Schichtwolken (Altostratus).

dienstes haben in einigen, allerdings nicht zu häufigen Fällen Niederschlag liefernde Wolken von 200—5000 m durchstiegen, ohne die Obergrenze erreicht zu haben.

4) Oft wird die Energie zum Aufsteigen der Luftmassen auch durch die in der Luft vorhandene Feuchtigkeit selbst geliefert. Wenn nämlich die Kondensation des Wasserdampfes erst einmal eingesetzt hat, wird Kondensationswärme frei, welche die Abkühlung beim Aufsteigen sehr vermindert. Daher kommt es dann, daß diese Luft wärmer ist als die in ihrer Umgebung, wodurch das Aufsteigen immer stärker gefördert wird. Es kommt alsdann zu heftigen Schauern, auch Gewittern, wobei gewaltige Cumulonimbus-Wolken am Himmel stehen. Ein Luftzustand, der diese Vorgänge begünstigt, heißt feuchtlabil. Wesentlich für die Auslösung ist dabei allerdings, daß die Kondensation durch irgend

einen anderen außenliegenden Umstand eingeleitet wird, evtl. durch das Uebersteigen eines Gebirges. Untersuchungen gerade der neuesten Zeit haben gezeigt, daß diesen feuchtlabilen Niederschlägen sehr große Bedeutung zukommt.

5) Oft tritt die Vertikalbewegung in Verbindung mit Wellenbewegungen auf. Letztere sind in der Atmosphäre verhältnismäßig

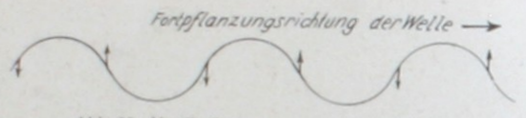


Abb. 33. Vertikalbewegungen bei einer Welle.

häufig. Vorbedingung dafür ist, daß eine wärmere Luftströmung über eine kältere hinwegstreicht. (Nach physikalischen Gesetzen entsteht eine Wellenbewegung dann, wenn zwei verschieden dichte Medien entsprechender Beschaffenheit einer Grenzfläche entlang eine gewisse Relativbewegung zueinander haben). Mit der Wellenbewegung muß stets eine Vertikalbewegung einzelner Luftteile verbunden sein, wie Abbildung 33 zeigt. Wenn die relative Feuchtigkeit in der Wellenschicht gerade dicht vor der Sättigung liegt, kommt



Abb. 34.
Bildung von Wogenwolken (Stratocumulus) durch Wellenbewegung.

es sehr leicht zu Wolkenbildung (Abb. 34). Aus den so entstandenen Wogenwolken (Stratocumulus s. auch S. 46, Abb. 35) fällt sehr selten und dann unwesentlicher Niederschlag. Nur in den Fällen, in denen die in Punkt 4 (S. 39) geschilderten feuchtlabilen Verhältnisse herrschen, kann der durch die Wellenbewegung einmal eingeleitete Kondensationsvorgang zu weitergehenden Kondensationserscheinungen und Cumulonimbus-Wolken führen.

6) Aehnliche Erscheinungen, wie sie in Punkt 3 auf S. 38 für das Aufgleiten warmer Luft auf kalte geschildert sind, beobachtet man auch beim Aufströmen von Luftmassen auf Gebirgsmassive. Infolge einer gewissen Stauwirkung (s. S. 56) macht sich die stärkere Bewölkung und der Niederschlag bereits weit v o r dem Gebirge bemerkbar.

B. Absteigende Luft.

Wenn sich Luft abwärts bewegt, kommt sie unter höheren Druck und erwärmt sich um 1 Grad auf etwa 100 m. Wegen dieser Erwärmung lösen sich die in der Luft etwa noch vorhandenen kleinen Wassertröpfchen auf. Die Folge davon ist, daß sich in einem absteigenden Luftstrom keine Wolken bilden können, ebensowenig natürlich Niederschläge, vielmehr lösen sich



Abb. 35. Aufnahme: Hansa Luftbild.
Wogenwolken (Statocumulus), vom Flugzeug aus gesehen.

alle Wolken auf und es entsteht wolkenloses bezw. schwachwolkiges Wetter. Solche Abwärtsbewegungen gehen in der Atmosphäre neben Aufwärtsbewegungen vor sich (siehe oben), in größerem Maße aber an den sogenannten „Abgleitflächen". Diese sind ziemlich genau das Gegenteil der oben in Absatz 3 genannten Aufgleitflächen. Meist bilden sie sich innerhalb von Kaltluftmassen, wenn dieselben wie ein Brei auseinanderfließen, oder wie der Fachmann sagt, „schrumpfen". Die ausgedehnte Kaltluftmasse wird, wenn sie gealtert ist, dann zwiebelschalenartig blättrig, wobei über jeder Zwiebelschale — um bei dem Vergleich zu bleiben — ein abgleitender Luftstrom vorhanden ist. Jede dieser Schichten, die sich meist über hunderte von Kilometern erstrecken, ist deutlich an einer Inversion (siehe S. 5) mit Feuchtigkeitsabnahme zu erkennen, dann hat man z. B. in 1000 m

Höhe 7° unter Null und 80% relative Feuchtigkeit, in 1100 m aber vielleicht 2° über Null und nur 30% relative Feuchtigkeit. In diesem Falle ist also die Luftschicht, die sich in 1100 m befindet, auf der unteren abwärts geglitten und ist wahrscheinlich noch bei dieser Bewegung. Solche Abgleitvorgänge dauern oft viele Tage hindurch ununterbrochen an und sind die Ursachen der Schönwetterperioden.

13. Die Niederschläge.

Bei fortgesetzter Kondensation des atmosphärischen Wasserdampfes müssen Niederschläge auftreten. Die häufigste Art des Niederschlags ist der Regen. Zwischen den Wolkenwassertröpfchen und den Regentropfen besteht außer der Größe kein grundsätzlicher Unterschied, vielmehr vollzieht sich der Uebergang von einem zum anderen über das, was wir Staubregen oder auch Sprühregen nennen. In den Wolken sind kleinere und größere Wassertröpfchen enthalten. Da die größeren schneller fallen als die kleineren (große Tropfen bis zu 7 m/sec., Tropfen von 1/100 mm Durchmesser mit 1,3 cm/sec.), die ganz kleinen sogar fast schweben, so ist bei älteren Wolken die Untergrenze meist nicht mehr scharf, besonders dann nicht, wenn unterhalb der Wolken die relative Feuchtigkeit sehr hoch ist und die Tröpfchen deshalb dort nicht mehr verdunsten können. Dann findet der Flieger ein Stück unterhalb der Wolken bereits feinsten Staubregen, während am Boden nichts von Niederschlag zu bemerken ist. Auch in anderen Fällen, und zwar viel häufiger als der Laie glaubt, wird in der Höhe Regen beobachtet, der nicht bis zum Boden durchkommt, weil er unterwegs vollkommen verdunstet.

Fällt aus der Höhe Regen in kältere Luftmassen, die Temperaturen unter 0° haben, so erstarrt er in seltenen Fällen zu kleinen Eisklümpchen und heißt dann Eisregen. In den häufigsten Fällen wird er jedoch unterkühlt und heißt dann unterkühlter Regen. Weil dieser unterkühlte Regen oft die Ursache von Eisansatz an Flugzeugen ist, ist er in der Fliegerei gefürchtet und hier von besonderer Wichtigkeit (s. S. 58 ff).

Wenn die Niederschlagsbildung unter 0° zustandekommt, entsteht meist Schnee. Schnee besteht aus einem oder mehreren zusammengekitteten Eiskristallen (über die Bedeutung von Eisansatz und Sicht vgl. S. 58 und S. 53).

Die Hagelbildung ist an hochgetürmte Cumulonimbus-Wolken geknüpft. Der undurchsichtige Kern in der Mitte eines

Hagelkornes deutet noch darauf hin, daß es aus einem Graupelkorn (s. unten) entstanden ist, das erst beim Fallen durch die feuchtigkeitsgesättigte und mit unterkühlten Wassertröpfchen angefüllte Wolkenluft mit klarem Eis umlagert worden ist. In Deutschland sind die Hagelkörner meist nur klein und es entsteht daher auch beim Durchfliegen selten Schaden am Flugzeug. Manchmal allerdings wurden auch bei uns schon Hagelkörner solcher Größe beobachtet, daß sie für ein schnellfliegendes Flugzeug eine ernste Gefahr bedeuten. Viel schlimmer ist die Hagelgefahr in subtropischen und tropischen Gegenden, in welchen schon Hagelkörner von mehr als 1 kg Gewicht beobachtet worden sind. Diese Tatsachen warnen vor dem Durchfliegen starker und niederschlagliefernder Cumulonimbus-Wolken.

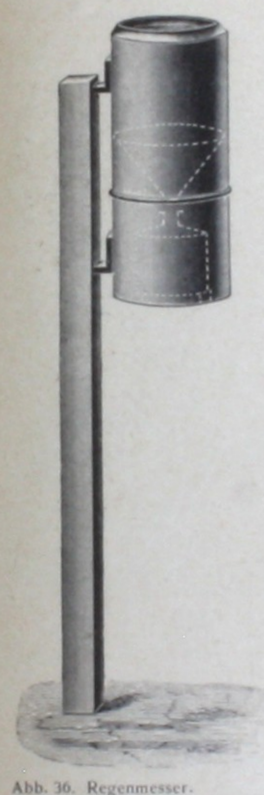


Abb. 36. Regenmesser.

Die Graupeln sind kleine Bällchen aus Eiskristallen, die sich nur bei ganz besonderen Feuchtigkeits- und Tropfenverhältnissen in der Wolke bilden. Sie stellen, wie schon oben bemerkt, das erste Stadium der Hagelbildung dar.

Es bliebe von Niederschlägen noch der Tau und der Reif zu erwähnen.

Beide entstehen in den untersten Schichten der Atmosphäre und setzen sich an die durch Ausstrahlung viel stärker als die Luft erkaltete Erdbodenoberfläche bzw. die sich dort befindliche Vegetation an. Dabei ist der Reif eine sublimationsartige Ausscheidung, wobei Wasserdampf aus dem gasförmigen Stadium sofort in den festen Aggregatzustand übergeht und das flüssige Stadium überspringt.

Man mißt den Niederschlag mit dem Regenmesser (Abb. 36). Schnee und anderer fester Niederschlag wird vorher geschmolzen und das Schmelzwasser wie Regenwasser behandelt. Die Messung erfolgt in Millimetern, man gibt in diesem Maß an, wie hoch das Wasser stünde, wenn nichts abgeflossen oder verdunstet wäre. 1 mm Wasserhöhe entspricht 1 l pro qm.

14. Die hauptsächlichsten Wolkenarten.

A. Schichtwolken.

1) Tiefe Schichtwolke (Stratus Abb. 37), Höhe*) 0—2000 m. Der tiefste Stratus heißt Nebel. Der Stratus liefert keinen oder nur unwesentlichen Niederschlag, ist aber bei Niederschlag fast immer vorhanden. Er besteht aus Wassertropfen.



Abb. 37. Aufnahme: Hauptm. a. D. Krüger.
Tiefe Schichtwolke (Stratus). Die Aufnahme zeigt den interessanten Fall der Wolkenbildung in feuchter Luft beim Hineintransport von Kondensationskernen aus den Fabrikschornsteinen im Hintergrund.

2) Regenwolke (Nimbostratus Abb. 31), Höhe 50—2000 m. Sie ist gleichmäßig geschichtet und liefert gleichmäßigen, lang anhaltenden Niederschlag.

3) Mittelhohe Schichtwolke (Altostratus Abb. 32), Höhe 2000 bis 5000 m. Ihr Anteil an der Niederschlagbildung ist noch nicht ganz klargestellt, doch scheint es, als ob die feinen Eisnädelchen, aus denen der Altostratus oft besteht,

*) Unter Höhe verstehen wir hier und im Folgenden stets die Entfernung der Wolkenuntergrenze von der Erdoberfläche.

beim Durchfallen der darunter liegenden Schichten in vielen Fällen die Kondensation auslösten.

4) Hohe Schichtwolke (Cirrostratus Abb. 38). Höhe 5000 bis 16 000 m. Sie besteht aus Eiskristallen und hat nur sehr selten Anteil an der Niederschlagbildung.

4a) Hohe Federwolken (Cirrus-Wolken Abb. 39).



Abb. 38. Aufnahme: Deutscher Luftfahrtverband.
Hohe Schichtwolke (Cirrostratus).

B. Haufenwolken.

5) Haufenwolke (Cumulus Abb. 28). Höhe 300—2000 m. Sie liefert fast niemals Niederschlag.

6) Gewitterwolke (Cumulonimbus Abb. 29). Höhe 50—2000 m. Sie liefert Regen, Schnee, Hagel, Graupeln als Schauerniederschlag.

7) Mittelhohe Schäfchenwolke (Altocumulus Abb. 40). Höhe 3000—5000 m. Ein Anteil an der Niederschlagbildung kommt nur durch Aussenden von Fallstreifen in darunter liegende Wolkenfelder zustande.

8) Hohe Schäfchenwolke (Cirrocumulus Abb. 41). Höhe 4000 bis 11 000 m. Sie hat in seltenen Fällen durch Aussenden von Eisnadelfallstreifen Einfluß auf Niederschlagbildung.

9) Wogenwolke (Stratocumulus Abb. 35). Höhe 200—2000 m. Sie liefert keinen nennenswerten Niederschlag.



Abb. 39. Aufnahme: Observatorium Breslau-Krietern.
Hohe Federwolke (Cirrus).

Viele Wolken senken ihre Unterfläche während des Niederschlags. Das hat zwei Ursachen, einmal sinken, wie schon oben bemerkt, auch die kleinen Wolkentröpfchen langsam niedriger, außerdem kühlt der fallende Regentropfen, der fast immer kälter ist als die ihn umgebende Luft, diese ab und reichert sie zudem infolge der Verdunstung an seiner Oberfläche mit Feuchtigkeit an. So pflanzt sich die Kondensationserscheinung allmählich in immer tiefere Schichten fort. Bei sehr kräftigem Regen, aber

Abb. 40. Aufnahme: Meteorologisches Observatorium Breslau-Krietern.
Altocumulus (mittelhohe Schäfchenwolke).

Abb. 41. Cirrocumulus (hohe Schäfchenwolke).

auch bei Dauerregen mäßiger Stärke, bewirkt die Regenabkühlung und die Anfeuchtung der unteren Luftschichten die Bildung von sehr niedrigen Wolkendecken und Wolkenfetzen. Dieser Vorgang spielt in der Flugberatung eine sehr bedeutende Rolle.

Ueber ausgedehnten Waldgebieten sind — besonders nach längerem Regen — stets Decken tiefer Schichtwolken zu beobachten, die oft fast auf den Wäldern aufliegen. Sie erklären sich folgendermaßen: Einmal atmen die Waldbäume von sich aus schon viel Feuchtigkeit aus, so daß die Waldluft stets feuchter ist als die Außenluft. Weiterhin bleibt bei Regen ein großer Teil des Wassers in den Blättern, bezw. Nadeln hängen. Bei Kiefernbestand sind dies bei schwachem Regen $^2/_3$, bei sehr starken Güssen aber auch noch $^1/_5$ des Gesamtniederschlags. Dies Wasser verdunstet gleich wieder und reichert die Waldluft bis zur Sättigung an. Tritt sie aber oben aus dem Wald heraus, so ist verständlich, daß entweder schon durch die Hebungsabkühlung oder durch die Abkühlung von dem weiterfallenden Regen Kondensation und damit Wolkenbildung unmittelbar über dem Wald eintreten muß.

15. Das Gewitter.

Diese großartigste aller Witterungserscheinungen bringt für die Fliegerei auch jetzt noch eine Reihe verschiedenartiger Gefahren und soll deshalb genauer betrachtet werden. Wie schon S. 37 dargestellt ist, entsteht ein Gewitter durch schnelles Aufsteigen von Luftmassen. Dabei bilden sich Wolken, Niederschlag, Elektrizität, Böen in vertikaler und horizontaler Richtung, wobei auch die Bodenwindrichtung plötzlich erheblich umspringt. Ueber diese Erscheinungen soll im Nachfolgenden berichtet werden.

1) Die Vertikalböen. In dem Cumulonimbus bewegt sich die Luft wie in einem Kamin nach oben. Hinter dem Hauptwolkenturm sackt sie an einzelnen Stellen aber auch sehr energisch nach unten ab. Die Geschwindigkeiten in der Vertikalen überschreiten vielfach 10 m/sec. Die Beanspruchung eines Flugzeuges, das durch derart durcheinanderwirbelnde Luftmassen fliegt, ist demnach außerordentlich hoch.

2) Die Horizontalböen. Die Vertikalbewegung muß in Zusammenhang mit Horizontalbewegungen stehen, weil unten Ersatz für die hochsteigende Luft nachströmen muß. Unter einem örtlichen Gewitter müssen die Luftmassen konzentrisch zusammenfließen, bei Gewitterfronten tritt dies Zusammenströmen ent-

lang einer Front ein, die mehrere Hunderte von Kilometern lang sein kann. (Abb. 42.) Dann herrscht auf der warmen Vorderseite S bis SO-Wind, auf der Rückseite brechen mit W bis NW,



Abb. 42.
Wetterkarte vom 29. Mai 1931, 8 Uhr vorm.
Kaltlufteinbruch, zugleich Gewitterfront.

manchmal auch N-Wind, kalte Luftmassen ein. Diese Zusammenströmung, dadurch gekennzeichnet, daß z. B. in Berlin SO-, in Hannover NW-Wind herrscht, ist bei Meteorologen und erfahrenen Flugzeugführern als typischstes Kennzeichen für eine Wetter-

störung — im Sommer meist einer Gewitterfront — bekannt, dann ist zwischen beiden Stationen auf alle Fälle irgend „etwas los". In der Praxis der Flugberatung hat man dann noch zu unterscheiden gelernt zwischen:

a) Absolut geschlossenen Gewitterfronten, die vollkommen dicht sind und nie durchflogen werden. Sie sind zum Glück außerordentlich selten und treten auch nur als ganz junge Fronten auf. Wenn sie schon eine Zeitlang gewandert sind, verwandeln sie sich durch Hängenbleiben einzelner Teile an Gebirgen u. ä. in

b) Durchbrochene Gewitterfronten. Hier sind Lücken zum Durchschlüpfen gegeben. Der Meteorologe kann gewöhnlich nur die Tatsache, daß es sich um eine solche Front handelt, angeben. Die Lücken zum Durchschlüpfen sucht sich der Führer meist selbst. An der Wetterwarte ist dagegen bekannt, in welchem Teil die Front stärker, in welchem sie schwächer entwickelt ist.

c) Fronten einzelner Gewitter. Das ist die häufigste Erscheinungsform. Hier sind zwischen den einzelnen Gewittern, die perlschnurartig aneinandergereiht sind, meist



Abb. 43. Böenwolke nach M. Möller.
Man beachte die Grenzschicht der Strömung bei der kleinen Wolke rechts, dem Böenkragen! (Durch Pfeile angedeutet).

ziemlich große Lücken zum Ausweichen bezw. Umfliegen. Immerhin ist bei schlechter Sicht Vorsicht geboten, weil das Flugzeug leicht in eine Sackgasse geraten kann und die Einzelgewitter sich in einer solchen Zone fortwährend neu bilden und an anderen Stellen auflösen. Es ist schon oft vorgekommen, daß einer Maschine der Rückweg abgesperrt worden ist.

Mit dem Durchgang der Front springt der Wind gewöhnlich scharf auf W bis NW und steigert sich zur Sturmesstärke, manchmal zum Orkan, der Bäume entwurzelt. Fliegerisch ist dabei zu beachten, daß beim Durchfliegen der Grenzschicht (Abb. 43) stets eine erhebliche Vergrößerung der Relativgeschwindigkeit des Flugzeuges gegenüber der es umgebenden Luft, also der Fahrt, eintritt. Nach dem Passieren dieser Unstetigkeitsstelle

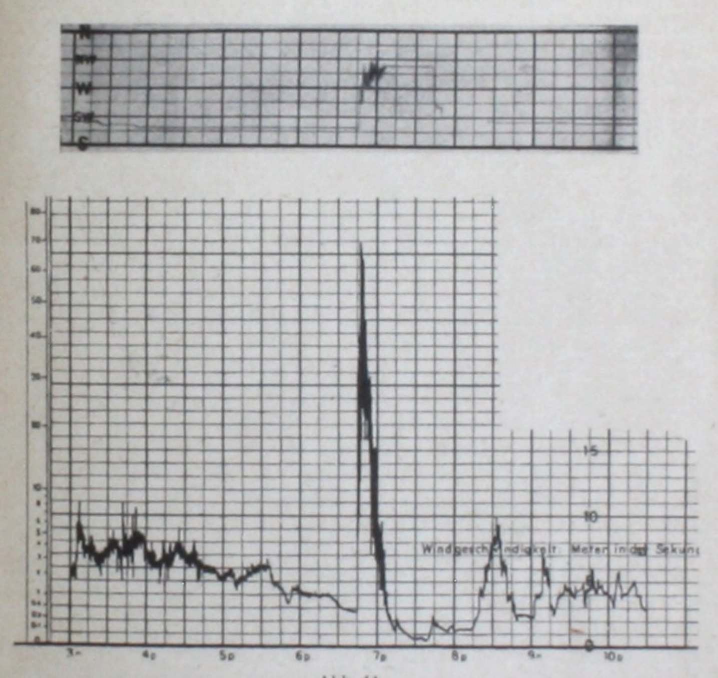


Abb. 44.
Ausschnitt aus einer Registrierung des Steffens-Hedde Böenschreibers: Durchgang einer Gewitterfront. Oben Richtung, unten Geschwindigkeit des Windes.

mit ihrem energischen Fahrtzuwachs, paßt sich das Flugzeug allmählich wieder der neuen Luftbewegung an und nimmt die Fahrt an, die seiner Motorleistung und den Flugeigenschaften entspricht. Die Steigerung der Fahrt ist kaum jemals gefährlich, wohl aber kann die plötzliche Aenderung der Windrichtung sehr unangenehm werden. Während beim normalen Flug das Flugzeug stets genau

von vorne von dem Fahrtwind getroffen wird, kommt hier eine kräftige seitliche Komponente dazu, die ein Anblasen des Flugzeugs von schräg vorne bewirkt. Einen Fall dieser Art zeigt die Abb. 44, in dem man erstens beobachten kann, wie der Wind um 6 Uhr 50 Min. nachmittags von SW auf NW umgesprungen ist (oberer Teil der Registrierung), dann aber auch, wie seine Geschwindigkeit von 3 m/sec auf 31 m/sec emporschnellt. In dieser Gewitterfront hat sich damals am 24. 7. 1926 ein sehr schwerer Unfall ereignet. Gleichzeitig mit der Böe setzte Hagel und Regen die Sicht auf weniger als 50 m herab, wodurch ein Parieren der Böen wegen des Fehlens der Bodensicht noch erschwert wurde, zumal Blindflug damals noch unbekannt war.

3) Das in der Atmosphäre immer vorhandene Potentialgefälle, normalerweise 50—100 Volt/m verstärkt sich bei Gewittern oft auf mehrere 1000 Volt/m, so daß schließlich elektrische Entladungen von den Wolken zum Erdboden erfolgen, oder auch von Wolke zu Wolke, wenn dieselben entgegengesetzt aufgeladen sind. Ein Einschlagen in das Flugzeug wäre unbedenklich, weil dasselbe durch die Luft isoliert ist und die Aufnahmefähigkeit der Maschine selbst nur einen kleinen Funken zulassen könnte. Gefährlich ist aber nach wie vor das Durchschlagen, wobei sich der Blitz den bequemsten Weg aussucht und auf der einen Seite hinein, auf der anderen herausgeht, also auf der einen Seite eigentlich doch einschlägt. Diese Gefährdung ist besonders groß, wenn eine Antenne aushängt, die das Innere der Maschine auf ein anderes Potential bringt. Vor Einbau von Blitzschutzsicherungen waren über 30 Fälle bekannt geworden, bei denen ein Flugzeug von einer elektrischen Entladung betroffen wurde. In keinem Fall entstand einem Mitglied der Besatzung ein Schaden an Leben oder Gesundheit, doch sind damals anderweitige Schäden verschiedener Art aufgetreten. Fast immer wurde die aushängende Antenne weggeschmolzen und das Funkgerät derart beschädigt, daß es betriebsunklar wurde. In einigen Fällen wurde auch das Flugzeug beschädigt, einem Insassen die Lederjacke angesengt, der Propeller angeschmolzen, durch den Luftdruck die Fenster hinausgeschleudert u. ä. Bei Maschinen der Holz- oder Gemischtbauweise wurde gewöhnlich eine Magnetisierung des gesamten Flugzeugs bemerkt, die es u. U. für den Betrieb unbrauchbar machte, weil der Kompaß unbrauchbar wurde. Bei Ganzmetallmaschinen ist diese Erscheinung bisher noch nie aufgetreten, auch kaum zu erwarten.

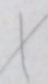
Die damals von H. Koppe durchgeführten Untersuchungen zeigen, daß die verschiedenen Arten von Flugzeugen dieselbe prozentuale Gefährdung aufweisen, einerlei aus welchem Material sie

hergestellt waren, daß aber die Auswirkungen bei Holzflugzeugen am schwersten, bei Ganzmetallflugzeugen am leichtesten waren. Einwirkung auf die Insassen wurde nur bei Holzflugzeugen beobachtet.

Die Möglichkeit einer elektrischen Entladung im Flugzeug besteht natürlich vor allem im Gewitter. Das Einziehen der Antenne ist die allererste Vorsichtsmaßnahme — sofern das Durchfliegen des Gewitters wirklich unvermeidbar sein sollte. Elektrische Entladungen gehen aber auch bei Schauerwetter, ganz besonders beim Durchfliegen von Schneeschauern, vor sich. In diesen Wolken ist das elektrische Spannungsgefälle sehr groß. Wenn auch am Boden kein einziger Blitz beobachtet wird, so reicht es doch aus, um über den langen Antennendraht hinweg eine Entladung zu erzeugen, die oft genug zur Zerstörung des Bordfunkgeräts führt. Man hat jetzt Maßnahmen getroffen, welche die Entladungsgefahr für Flugzeuge wesentlich herabsetzen, hauptsächlich durch Einbau von Blitzschutzsicherungen, dann aber auch durch andere Anordnung der Antenne. Eine gewisse, allerdings minimale Blitzgefährdung wird auch bei völligem Wegfall der Antenne noch bestehen bleiben.

4) Auch der in Gewittern manchmal sehr starke Niederschlag kann durch die Sichtminderung oder auch, wie bei sehr schwerem Hagelschlag, durch direkte Beschädigung gefährlich werden.

Ein Ueberfliegen der Gewitterwolken ist meistens nicht möglich, weil sie zu hoch sind. Ueber die Durchführung von Flügen unter Benutzung der bereits oben (Absatz 2a bis c) geschilderten Möglichkeiten ist dort schon das Nötige gesagt worden. Auch die Fahrten des Luftschiffes „Graf Zeppelin" durch unzählige Gewitterfronten sind hauptsächlich nach dieser Methode gelungen.



16. Die Sicht.

Trotz Blind- bezw. Instrumentenflug ist die Sicht noch immer das wichtigste Wetterelement für den Flieger. Es soll hier alles aufgezählt werden, was die Sicht beeinträchtigen kann:

1) Dunst. Man bezeichnet so die leichte Trübung der Luft, die oft das Vorstadium von Nebel ist. Vielfach geht das eine in das andere über. Eine feste Grenze zwischen Dunst und Nebel gibt es nicht. Dunst besteht häufig aus feinstem Staub oder Industrieabgasen, wobei die relative Luftfeuchtigkeit bei 70%

oder sogar noch weit darunter sein kann. In der Meteorologie hat man die Definition so gegeben, daß man Dunst nur herab bis zu Sichtweiten von 1 km rechnet. Ist sie 1 km oder darunter, so spricht man von Nebel.

2) Nebel. Er besteht aus kleinen Wassertröpfchen und kann in den äußersten Fällen die Sicht bis auf weniger als 5 m herabsetzen. Man unterscheidet:

a) Bodennebel, der sich besonders in klaren Nächten an der durch starke Ausstrahlung erkalteten Erdoberfläche bildet, oder auch in warmer Luft über kalten Wasserflächen. Er ist oft nur wenige Meter hoch, kann aber auch eine Mächtigkeit von 2000

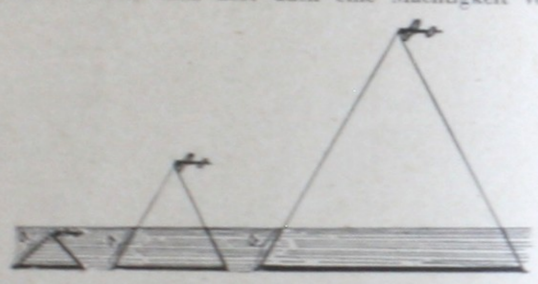


Abb. 45.
Bei Bodennebel wird die Sicht mit der Höhe besser. a = Sichtweite im Nebel. Die verstärkte Basislinie gibt das Gesichtsfeld am Erdboden.

bis 3000 m erreichen, letzteres allerdings nur dann, wenn auch in der Höhe kondensationsfördernde Momente dazukommen, also etwa einströmende Warmluft oder eine Okklusion (s. S. 30). Er ist nichts anderes als eine aufliegende Schichtwolke. Bodennebel von geringer Mächtigkeit stört, wenn er nicht gerade besonders dicht ist, die Fliegerei nicht besonders, weil der Sehstrahl von oben nach unten nur einen geringen Weg in der schlechtsichtigen Luft zurückzulegen hat, und deshalb die Vertikalsicht im Gegensatz zur Horizontalsicht sehr gut ist. Mit zunehmender Flughöhe wird dann die Sicht immer besser, ähnlich wie die Abb. 45 skizzenmäßig zeigt.

b) Hochnebel. Er besteht ebenfalls aus kleinen Wassertröpfchen und ist eigentlich eine sehr tiefhängende Wolke, die unten dann meistens nicht scharf abgegrenzt ist, sondern in Dunst übergeht. Oft entsteht er aus starkem Bodennebel durch Hebung desselben, oft allerdings auch durch langsames Niedrigerwerden von tiefen Wolken in Schlechtwettergebieten, bei Kaltlufteinbrüchen (besonders wenn dieselben sehr flach sind), bei Warm-

luftaufgleiten (besonders auf sehr flache Kaltluftkissen) oder auch bei Okklusionen. Er stört die Fliegerei ganz erheblich. Weil der Sehstrahl einen umso größeren Weg in der schlechtsichtigen Luft zurückzulegen hat, je höher das Flugzeug sich befindet, so wird mit zunehmender Flughöhe die Sicht immer schlechter (Abb. 46).

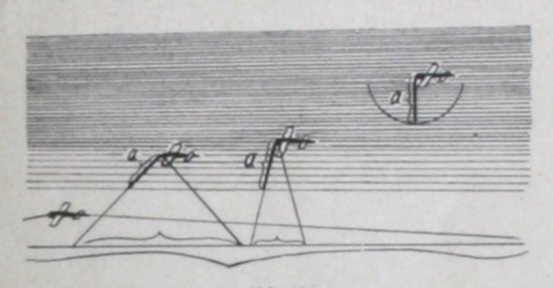


Abb. 46.
Bei Hochnebel wird die Sicht mit der Höhe schlechter. a = Sichtweite im Nebel. Die Klammern geben das Gesichtsfeld am Erdboden.

2) Wolken. Eine Wolke ist nichts anderes als ein Nebelballen, den man von Weitem betrachtet. Auf Bodenerhebungen, denen sie aufliegt, wirkt sie genau wie Nebel. Für den Flieger besteht ein Unterschied insofern, als es in Bodennebel immer ruhig ist, während Wolkennebel oft kräftige Böen enthält.

3) Regen. Auch Regen setzt die Sicht herab, besonders wenn er kleintropfig ist. Man kann die Regel aufstellen, daß die Sichtweite umso größer ist, je größer die Tropfendurchmesser sind, und umso kleiner, je kleiner die Tropfen sind. Die unangenehme Wirkung von Staub- und Sprühregen auf die Sicht kommt oft derjenigen von Nebel gleich. Da der Staubregen immer aus sehr tiefen Wolken kommt, ist mit ihm fast immer auch eine Art Hochnebel verbunden. Bei dieser Gelegenheit muß noch einmal betont werden, daß der ganz feine Regen, wie schon oben bemerkt, tatsächlich als eine Art Uebergangsstadium von Nebel zu Regen anzusehen ist, denn in beiden Fällen sind Wassertröpfchen vorhanden, wobei nur der einzige Unterschied besteht, daß sie bei Sprühregen etwas größer als bei Nebel sind. Sehr unangenehm macht sich gegenüber Nebel bemerkbar, daß bei Staubregen der gerade herrschende Wind ihn auf seinem Wege mitnimmt und ihn plötzlich wie einen dichten Schleier vorzieht, um ihn ebenso schnell wieder verschwinden zu lassen, im Gegensatz zu Bodennebel, der in den allermeisten Fällen ruhig am Boden liegen bleibt. Bei Staubregen kann oft innerhalb weniger

Minuten eine Sichtverschlechterung von 4 km auf 500 m und danach wieder eine Verbesserung auf 4 km und mehr eintreten.

4) Schneefälle. Starke Schneefälle können die Sicht auf weniger als 50 m herabsetzen. Dann haben sie dieselbe unangenehme Wirkung wie Nebel. Da sie mit Wolken und Wind ziehen, ändern sie, noch stärker als Staubregen, oft die Sicht schnell ab, womit allerdings wieder der Vorteil verbunden ist, daß eine langandauernde Störung, etwa die stundenlange Sperrung eines Flughafens, durch andauernden sehr starken Schneefall zu den Ausnahmen gehört, im Gegensatz zu der Sperrung durch Nebel.

5) Hagel- und Graupelfälle. Gefährliche Sichtverschlechterungen durch diese Niederschläge kommen nur sehr selten vor und dauern nur kurze Zeit. Wir berücksichtigen sie deshalb hier nicht weiter.

6) Staubstürme. In Mitteleuropa kommt es ab und zu im Sommer vor, daß eine kräftige Gewitterböe die in der vorangegangenen Trockenzeit entstandenen Staubmassen in die Höhe wirbelt und eine Sichtverschlechterung bis auf 50 m hervorbringt. Diese Erscheinungen sind hier aber selten und dauern nur kurze Zeit. Anders in Gegenden mit Trockenklima. Dort sind Staubstürme oft so anhaltend und dicht, daß sie eine erhebliche Gefährdung für die Fliegerei bedeuten, zumal durch die Sandteilchen oft der Motor im Inneren so verschmutzt wird, daß seine Leistung nachläßt oder sogar aufhört.

7) Rauchwolken. Waldbrände können über weiten Gebieten oft starke Sichtverschlechterung bringen. In Mitteleuropa kommt dieser Fall kaum jemals vor, in ganz außerordentlichem Umfange aber in Sibirien. Dort wurden bei ungeheuren Waldbränden auf ausgedehnten Gebieten Verfinsterungen und Trübungen beobachtet, die wochenlang anhielten und eine evtl. dort vorhanden gewesene Fliegerei zum mindesten ganz empfindlich gestört hätten. Eine Fläche, die der $4\frac{1}{2}$fachen von Deutschland entspricht, hatte z. B. im Sommer 1915 durch ein solches Ereignis für mehr als einen Monat eine Sicht von weniger als 100 Meter!

17. Bergeinflüsse.

Stauwirkung und Föhn. Es ist bekannt, daß Gebirge, wie z. B. die Alpen, erhebliche Einflüsse auf das Wetter ausüben. Die schwerwiegendsten werden dann beobachtet, wenn Luftmassen gezwungen sind, das Gebirgsmassiv zu überschreiten. Dann tritt auf der Luvseite eine Hebung derselben ein, die im gemäßigten Klima fast immer zu Bewölkung und Niederschlägen

führt. Er fällt dann vorzugsweise als feiner Staubregen und schafft zusammen mit gleichzeitig auftretender sehr tiefer Wolkendecke, die oft bis weit im Vorland den Hängen aufliegt und als Nebel wirkt, schwere Flughindernisse. Die Entfernung, bis zu der sich die Stauwirkung bemerkbar macht, kann bis zum 50fachen der relativen Gebirgshöhe betragen, beim Harz also z. B. bis zu 50 km. Manche Erscheinungen deuten bei bestimmten Wetterlagen sogar auf noch größere Entfernungen hin. Diese Fernwirkung macht den Stau zu einer so beachtlichen Erscheinung.

Die „Stauwirkung“ ist in der Fliegerei allgemein bekannt und gefürchtet. Bei N-Wind liegt z. B. fast immer die Gegend um Plauen, Gera usw. unter schlechtem Wetter, weil an dem Mittelgebirgszug Thüringerwald, Frankenwald, Fichtelgebirge und Erzgebirge Nordstau herrscht, eine bei der Verkehrsstrecke Berlin-Halle/Leipzig-Fürth-München oft beobachtete und besonders wichtige Wettererscheinung. Für die modernen Verkehrsflugzeuge spielt sie keine so große Rolle mehr wie früher, weil man nunmehr vermittels der Blindfluggeräte und der Funktelegraphie das schlechte Wetter dort meist durchfliegen oder überfliegen kann.

Wenn die Luftmassen das Gebirge überschritten haben und auf der Leeseite wieder absinken, tritt eine der Stauwirkung fast entgegengesetzte Erscheinung ein, der Föhn. Durch die Wasserabgabe auf der Luvseite ist die Luft wasserärmer, also trockener geworden, durch die Kondensationswärme auch viel wärmer, denn die gesamte Wärme, die zum Verdampfen des an der Luvseite ausfallenden Wassers irgendwann vorher einmal verwandt worden ist, wird dort nun wieder frei und erwärmt die Luft. Die größere Trockenheit und die größere Wärme sind beim Aufsteigen der Luft noch nicht erkennbar. Sobald sie aber absinkt, erwärmt sie sich um 1 Grad je 100 m und kommt dann sehr warm und auffallend trocken unten in der Niederung an. Der Name „Föhn“ stammt ursprünglich aus dem nördlichen Alpenvorland, wo er oft sehr heftig in Erscheinung tritt. Föhnerscheinungen ähnlicher Art beobachtet man aber auch an allen anderen Gebirgen, soweit die Luft jener Gegend feucht genug ist, um Wolkenbildung und Niederschläge an der Luvseite zu ermöglichen. Auch südlich der Alpen tritt ein Föhn auf, dort also ein Nordföhn, bei Nordwind.

Bergwind, Talwind, Kuppenwolken. Wenn ein Bergland von der Sonne beschienen wird, so erwärmen sich die der Sonne zugewandten Hänge stärker. Infolge einer Art Schlotwirkung entsteht dann ein Talwind, d. h. ein Wind, der vom

Tal zum Berge, also bergauf weht. Diese aufsteigende Strömung steigt am Gipfel weiter empor und erzeugt an windschwachen Sommertagen über einem Berggipfel oft eine fest haftende Cumulus- oder Cumulonimbus-Wolke, selbst wenn die ganze Umgebung weit und breit wolkenfrei ist. Den Rhön-Segelfliegern ist diese Wolke, die oft düster zu drohen scheint, aber meist völlig harmlos über der Wasserkuppe liegt, allgemein bekannt. Im Alpengebiet tritt sie massenhaft auf. Wenn in der Atmosphäre allerdings insofern schon Gewitterneigung besteht, als die Schichtung fast labil ist, so entstehen an den Bergen auf die vorher beschriebene Art die ersten Gewitterstörungen. Bei feuchtlabilem Zustand (siehe S. 39) kommt es dann auf Grund der ersten Auslösung am Gebirgshang im Gebirge selbst bereits zu verbreiteten Gewittern, während das Vorland noch unberührt davon ist.

Nachts ist am Berghang die Windrichtung umgekehrt wie am Tage. Dann sinkt die dicht am Boden abkühlende und deshalb schwerer werdende Luft ähnlich wie Wasser talabwärts, es erscheint unten ein Wind, der vom Berge ins Tal weht, also von oben nach unten. Er heißt Bergwind. Bei schneebedecktem Gebirge, besonders wenn das Tiefland aper ist, weht er am lebhaftesten, dann oft auch während des ganzen Tages, weil die Schneedecke keine Erwärmung der Bodenoberfläche zuläßt. Durch dieses Abfließen entsteht über dem Gipfel eine absteigende Strömung, die sich durch Auflösung etwa vorhandener Wolken bemerkbar macht. Es ist eine Art Spitzenwirkung, besonders stark bei einer Häufung von Berggipfeln wie z. B. in den Alpen entwickelt. Auf diese Wirkung ist zum wesentlichen Teil das gute Wetter zurückzuführen, das man im Winter mit größerer Regelmäßigkeit in den Alpen antrifft, als im Flachland.

18. Die Vereisungserscheinungen bei Luftfahrzeugen.

Die Wassertröpfchen von Nebel und Wolken können sich bis zu etwa — 20° abkühlen, ohne zu gefrieren. Diese „Unterkühlung“ muß in der Fliegerei sehr beachtet werden, seitdem man im Winter viele Flüge als Blindflüge innerhalb der Wolken durchführt. Sobald nämlich solch unterkühlte Wassertröpfchen am Flugzeug aufschlagen, bewirkt die Erschütterung, daß sie gefrieren. Die Folge ist die Entstehung einer Eiskruste an Flugzeug, Propeller, Antenne usw. Besonders unangenehm werden die Verhältnisse, wenn in einer unterkühlten Wolke Schneefall herrscht, da die Schnee-

kristalle dann von den schnell festfrierenden Wassertröpfchen zusammen- und an die Flächen festgekittet werden. Außer der Gewichtsbelastung und der Profilveränderung stellt sich in diesem Falle auch noch eine starke Rauhigkeit der Oberfläche ein, wo-

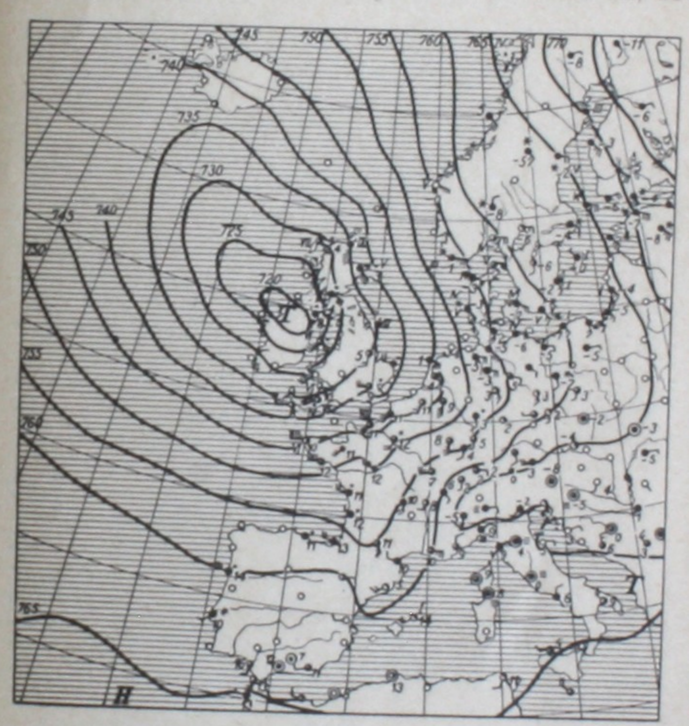


Abb. 47. Wetterkarte vom 25. Dezember 1929, 8 Uhr vorm. Hamburg — 5 und Regen, Holland + 9 und + 11. (Vereisungswetterlage!)

durch die Flugeigenschaften der Maschine noch weiter so stark herabgesetzt werden, daß oft vorzeitige Landung notwendig wird.

Besonders schnelle Vereisung tritt beim großtropfigen unterkühlten Regen ein, wie er im Winter vor energischen Wetterumschlägen von Frost zu Tauwetter beobachtet wird. Die Wetterlage ähnelt dabei derjenigen, die im Sommer Gewitter bringt. Charakteristisch ist das Drucksteiggebiet der Rückseite (Abb. 47 und 48). Während dann am Boden Glatteisbildungen auftreten,

vereisen Flugzeuge innerhalb weniger Minuten oft so stark, daß sie notlanden müssen.

Die Ursache dieser unterkühlten Regenfälle ist beim Abschluß einer winterlichen Kälteperiode das Vordringen warmer und

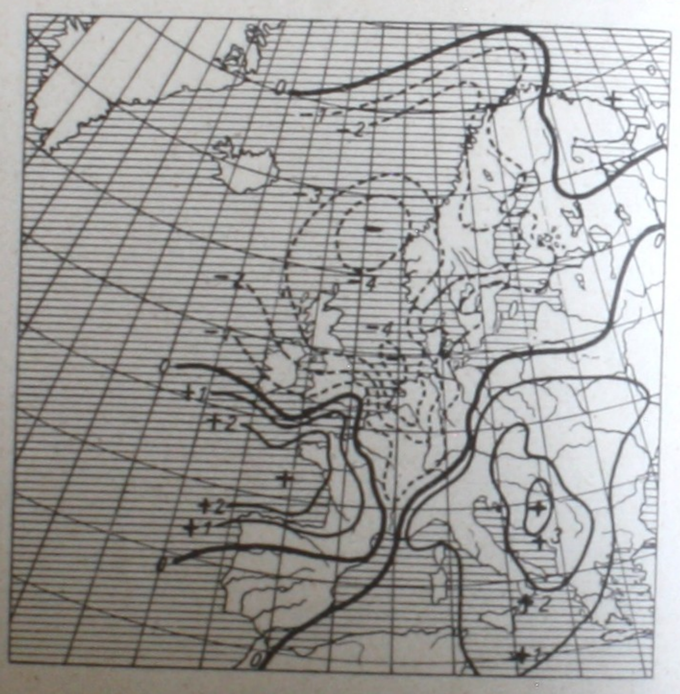


Abb. 48.
Druckänderungen in mm am 25. Dezember 1929, von 5 Uhr bis 8 Uhr vorm.

feuchter Luftmassen in der Höhe, während sich am Boden bis zu Höhen von mehreren hundert Metern noch kalte Luftmassen von Temperaturen unter 0° halten. Bei vielen Wetterlagen fällt in größerer Höhe noch Schnee, der weiter unten in Luftmassen über Null Grad kommt und dort schmilzt. Dieses Schmelzwasser kommt in Form von Regentropfen dicht über dem Boden wieder in eine Bodenkaltluftschicht und wird dort unterkühlt. (Siehe Abb. 49).

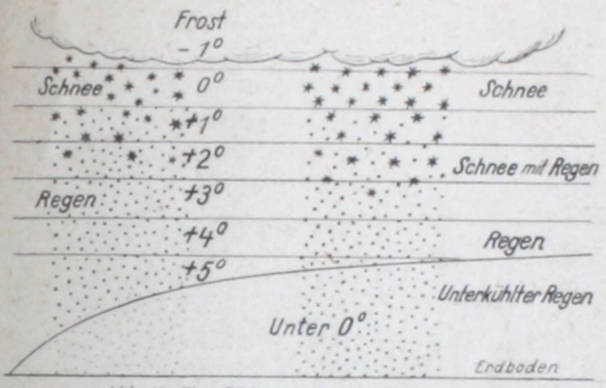


Abb. 49. Eine Bildung von unterkühltem Regen.

Man kann die Stärke der Vereisung auf die Formel bringen:

Vereisung (für die Flächeneinheit) = Wassergehalt (für die Raumeinheit) × Relativgeschwindigkeit des Flugzeugs gegen die Luft × Zeit × Sinus des Auftreffwinkels × Konstante.

19. Organisation und Tätigkeit des Beobachtungsdienstes.

Um einen Ueberblick über das Wetter zu bekommen, ist es notwendig, daß die Wetterwarten und Flugwetterwarten ein Augenblicksbild, sozusagen eine Momentfotografie des Wetters von einem möglichst großen Gebiet gewinnen. Jedes Land hat bestimmte Beobachtungsstellen, meist Observatorien, Flugwetterwarten und Wetterwarten. Ueberall werden mehrmals täglich zu genau gleichem Zeitpunkt Beobachtungen angestellt, Luftdruck, Temperatur, Feuchte gemessen, Wind und Bewölkung geschätzt usw. Der wichtigste Termin für diese synoptischen (= gleichgesehenen, richtiger: gleichzeitigen) Beobachtungen ist für Europa 8 Uhr morgens nach mitteleuropäischer Zeit. Zu diesem Termin werden dann auch noch Höhenwindmessungen gemacht und Flugzeuge bis über 5000 m Höhe in die Atmosphäre geschickt, um gleichzeitig festzustellen, wie dort die Luftbewegungen, die Temperatur und Feuchtigkeit und die Wolkenschichten sind. Die Meldungen werden sofort nach einem international vereinbarten Schlüssel chiffriert und telefonisch, telegrafisch oder auch funktelegrafisch nach einer Ländersammelstelle geleitet. Für Deutschland ist das die Deutsche See-

warte. Von dort werden die gesammelten Beobachtungen als Sammelfunkspruch hinausgefunkt. Ein solcher Sammelfunkspruch enthält demnach eine ganze Menge von Stationsmeldungen, von denen als Beispiel nachstehend eine verschlüsselt und entschlüsselt dargestellt werden soll:

44010	02763	04314	23224	52302	05191
1. Gruppe	2. Gruppe	3. Gruppe	4. Gruppe	5. Gruppe	6. Gruppe

Hier bedeutet der Reihe nach:

1. Gruppe
- 440 = Kennziffer (hier Berlin, Flughafen Tempelhof)
- 1 = Tiefste Wolken (hier Cumuluswolken)
- 0 = Mittelhohe Wolken (hier: Keine vorhanden)

2. Gruppe
- 02 = Wetter z. Zt. der Beobachtung (hier: bewölkt)
- 7 = Sichtweite (hier: Sichtweite unter 20 km, Sichtmarken in 20 km nicht mehr sichtbar)
- 6 = Höhe der in der ersten Gruppe (diesmal 1) gemeldeten tiefsten Wolkenart (hier: Wolkenhöhe 1000—1500 m über dem Erdboden)
- 3 = Betrag der Bedeckung des Himmels mit der in der ersten Gruppe (diesmal 1) gemeldeten tiefsten Wolkenart (hier: $^2/_{10}$ bis $^3/_{10}$ des Himmels bedeckt)

3. Gruppe
- 04 = Windrichtung, also Richtung, aus welcher der Wind weht (hier: Nordostwind)
- 3 = Windstärke (Windgeschwindigkeit) nach der Beaufortskala (hier: Schwache Brise)
- 1 = Witterungsverlauf seit der letzten Beobachtung (hier: Veränderliche Bewölkung)
- 4 = Betrag der gesamten Bedeckung des Himmels mit Wolken (hier: $^4/_{10}$ bis $^6/_{10}$ des Himmels bedeckt)

4. Gruppe
- 232 = Luftdruck in ganzen und zehnteln Millibar unter Fortfall der Hunderter-Ziffern 9 oder 10 (hier: Luftdruck 1023.2 Millibar)
- 24 = Temperatur der Luft in ganzen Grad Celsius (hier: 24 Grad)

5. Gruppe
- 5 = Relative Feuchtigkeit der Luft (hier: 50 bis 59%)
- 2 = Art der Wolken in größerer Höhe, Cirruswolken (hier: Feiner Cirrus, dessen Menge nicht zunimmt, der den Himmel reichlich erfüllt, aber keine geschlossene Decke bildet)

5. Gruppe	3 = Art der Luftdruckänderung in den letzten 3 Stunden vor der Beobachtung (hier: gleichmäßig steigend) 02 = Aenderung des Luftdrucks in Fünftel-Millibar seit den letzten 3 Stunden (hier: 2 Fünftel Millibar)
6. Gruppe	05 = Niederschlagshöhe (um 8 Uhr seit 19 Uhr des Vortages, um 19 Uhr seit 8 Uhr vormittags) in mm Wassersäule (hier: 5 Millimeter) 19 = Extremtemperatur in Grad Celsius. Um 8 Uhr wird die tiefste Temperatur seit 8 Uhr des Vortages, um 19 Uhr die höchste Temperatur seit 19 Uhr des Vortages gemeldet (hier: Innerhalb der letzten 24 Stunden war die tiefste Temperatur 19 Grad) 1 = Erdbodenzustand (hier: Erdboden feucht).

Neben den Meldungen dieser Art laufen für die Zwecke der Flugberatung auch noch andere Meldungen kleinerer Stationen, meist von Postämtern, wo die beobachtenden Beamten sich fast ausnahmslos derart intensiv in den Beobachtungsdienst eingearbeitet haben, daß ihre Meldungen für die Fliegerei unentbehrlich geworden sind. Außer regelmäßigen kleinen Meldungen, bei denen nur die ersten drei Gruppen des obigen Schlüssels benutzt werden, geben diese, wie übrigens auch alle großen Stationen, Gefahrenmeldungen beim Beginn und der Beendigung einer bedrohlichen Witterungserscheinung (also: Nebel, Gewitter, Sturm, Glatteisbildung usw.) ab.

20. Hochdruckgebiete und Tiefdruckgebiete.

Die Wetterwarten, die alle diese Meldungen aus ganz Europa erhalten, tragen die einzelnen Wetterelemente in Karten ein, von denen die Karte des Luftdruckes noch immer die größte Bedeutung hat, allerdings in Zusammenhang mit den Wind- und Temperatureintragungen. Wenn man die Orte gleichen Luftdruckes durch Linien verbindet, die Isobaren heißen, so erkennt man die Lage von Gebieten hohen und tiefen Luftdruckes. Die Methode ist dem Zeichnen der Höhenlinien auf den Landkarten ähnlich, wobei man dort Berge und Täler erkennt. Den Bergen entsprechen hier die Hochdruckgebiete, den Talmulden die Tiefdruckgebiete (s. Abb. 7). Die Zusammenhänge zwischen Luftdruck-

verteilung und Windströmung kommen dabei sehr deutlich zum Vorschein. Sie sind bereits S. 16 besprochen.

Es gilt nun noch, einzelne Regeln zu erwähnen, nach denen die Fortbewegung der Tiefdruckgebiete und Hochdruckgebiete erfolgt. Hier ist zuerst zu sagen, daß in Europa meist das Tief aktiv ist und die Wetterlage bestimmt. Es bewegt sich gewöhnlich in westöstlicher Richtung, wobei das Meer oder Meeresteile

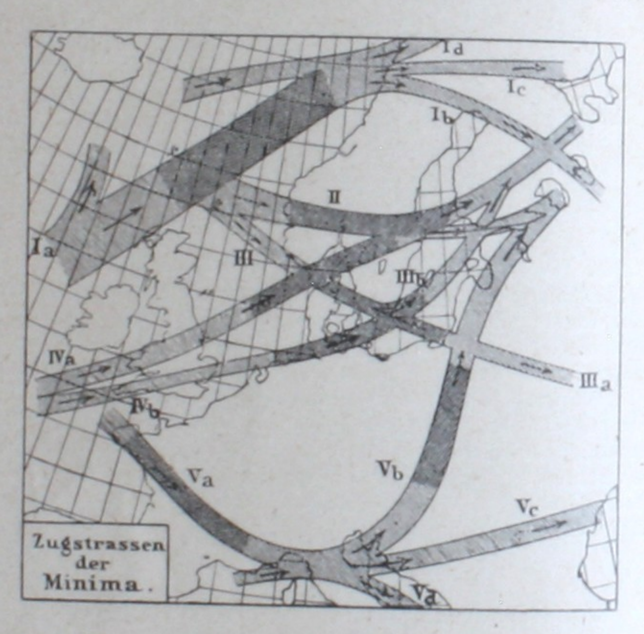


Abb. 50. Hauptzugstraßen der Tiefdruckgebiete (nach van Bebber).

noch besonders bevorzugt werden. Wenn ein Tiefdruckgebiet vom Festland auf das Meer übertritt, so verstärkt es sich oft, umgekehrt schwächt es sich aber fast immer ab, wenn es vom Meer auf das Land übertritt, „wobei, wie schon oben bemerkt, die größere Reibung über dem Lande abschwächend wirkt. Van Bebber hat eine Karte der Zugstraßen der Tiefdruckgebiete entworfen (Abb. 50), auf der die Häufigkeit aus der Breite der eingezeichneten Zugstraßen hervorgeht, Besonders bekannt ist in der Fliegerei die Zugstraße Vb geworden, die für einen großen Teil

Mitteleuropas oft plötzliche und intensive Wetterverschlechterung bringt.

Für die Bewegung der Tiefdruckgebiete sollen nun aus der großen Zahl der im Wetterdienst benutzten Regeln die wichtigsten aufgeführt werden:

1) Das Tiefdruckgebiet läßt auf seinem Wege stets die höhere Temperatur auf der rechten Seite liegen. Bemerkung: Hier ist natürlich die Mitteltemperatur einer etwa 5000 m mächtigen Luftmasse maßgebend, weil die Temperatur am Boden oft schon in geringer Höhe durch ganz andere Temperaturverhältnisse abgelöst wird. Man sucht die wahren Verhältnisse vermittels der meteorologischen Flugzeugaufstiege zu erforschen.

2) Das Tief läßt den höheren Luftdruck stets auf der rechten Seite liegen.

3) Wirken Luftdruck und Temperatur im gleichen Sinne, so wird die Bewegung beschleunigt und das Tief verstärkt sich. Wirken sie in entgegengesetztem Sinne, so wird die Bewegung verlangsamt und das Tief verflacht.

4) Das Tief wird oft von der stärksten Luftströmung, die in seiner Umgebung herrscht, in deren Richtung mitgetragen.

Diese Regeln der älteren Meteorologie gelten auch jetzt noch. Sie müssen allerdings mit den neueren Ergebnissen der Forschung vereinigt werden. Da sich die neuere Meteorologie mehr auf die Betrachtung der einzelnen Luftmassen eingestellt hat, die aufeinander wirken, wie wir es oben S. 28 bei der Behandlung des Bjerknes-Schemas gezeigt haben, wo das Spiel zwischen den kalten Polarluftmassen und den warmen Luftmassen der gemäßigten Breiten und der Tropen dargestellt wurde, so haben wir jetzt nur noch zu betonen, daß diese verschiedenen Luftmassen immer im Tiefdruckgebiet aufeinandertreffen und deshalb gerade dort die mannigfaltigen Wettererscheinungen verursachen, als da sind: Wolken, Niederschläge und Gewitter. Das neuentstandene Tiefdruckgebiet ist eine solche Bjerknes'sche Welle! Es hat seine Warmfront, seine Kaltfront und seinen warmen Sektor. Schon nach kurzer Zeit ist es aber okkludiert, dafür entsteht oft wieder ein neuer warmer Sektor, der ebenfalls wieder okkludiert wird und so fort, so daß alte Depressionen*) oft mehrere Okklusionen und unter Umständen auch noch einen Warmsektor und eine Kaltfront aufweisen. Das ist in Europa der gewöhnliche Fall und es ist aus diesem Grunde notwendig, daß jede Wetterkarte vom Meteorologen eingehend analysiert wird, damit dem Flieger

*) = Tiefdruckgebiete.

dann mit kurzen Worten die Lage der evtl. vorhandenen Störungszonen, als welche sich die Okklusionen fast immer auswirken, mitgeteilt werden kann.

21. Wettervorhersage.

Die Wettervorhersage ist diejenige Tätigkeit des Meteorologen, die nur dann erfolgreich von ihm ausgeübt werden kann, wenn er das gesamte meteorologische Wissen der Zeit vollkommen übersieht, denn er muß alle Gesetze und Regeln anwenden, alle Vorgänge richtig deuten und die Zusammenhänge der einzelnen Erscheinungen feststellen. Es gibt da soviel zu beachten, daß eine auch nur einigermaßen erschöpfende Darstellung bereits weit über den Rahmen dieses Buches hinausginge. Nur einige Punkte seien genannt. Zuerst wäre auf die bereits oben (S. 65) erwähnten Regeln über die Bewegung der Tiefdruckgebiete hinzuweisen, dann auf unsere Bemerkungen über die Wettervorgänge an Kaltfronten und Warmfronten (S. 29, 30). Ausgezeichnete Anhaltspunkte für die Bewegungsrichtung von Tief und Hoch geben auch noch die Luftdruckänderungskarten (Abb. 48). Daraus sieht man z. B. ohne weiteres, daß das Tief nach Osten ziehen muß, weil der Luftdruck dort am stärksten fällt. Das Hoch bewegt sich im Gegensatz dazu immer dahin, wo der Druck am meisten steigt. Man kann ferner aus den Druckänderungskarten erkennen, wo Kaltluftmassen herankommen, weil sie durch einen Druckanstieg gekennzeichnet sind. Wo also ein Drucksteiggebiet liegt, ist kalte Luft im Vordringen. Schwierig wird die Sache nur dann, wenn die kalte Luft nicht in den untersten Schichten, sondern viel höher, vielleicht sogar in der Stratosphäre (s. S. 3) herankommt. Hier muß man wieder beachten, daß die Temperaturverhältnisse in der Stratosphäre umgekehrt sind wie am Boden: Während es am Boden vom Aequator nach den Polen zu immer kälter wird, wird es in der Stratosphäre, sagen wir, in 16 000 m Höhe, vom Aequator zu den Polen immer wärmer. Südwind bringt also am Boden Erwärmung und Druckfall, in der Stratosphäre aber Abkühlung und Druckanstieg. Bei Nordwind ist es umgekehrt (alles gilt entsprechend verändert natürlich auch für die Südhalbkugel). Man sieht, daß hier durch Kombination verschiedener Strömungen sehr komplizierte Verhältnisse entstehen, zumal wenn man bedenkt, daß umgekehrt wie bei Kälteeinbrüchen durch Warmluftzufuhr Druckfallgebiete entstehen und daß oben und unten oft entgegengesetzte Vorgänge gleichzeitig stattfinden, deren Druckwirkung sich am Boden überlagert und in dieser Form dort beobachtet wird.

Zum Entzerren der Vorgänge, zur „Analyse“ hat der Meteorologe viele Hilfsmittel, die er sämtlich in den Dienst der Wettervorhersage zu stellen hat. Nur eines der wichtigsten soll noch erwähnt werden, nämlich die Beobachtung der Wolkenformen und der Wolkenbildung. So deuten z. B. Cumulonimbuswolken (Abbildung 29) immer auf das Hereinkommen kälterer Luftmassen in den unteren und mittleren Schichten hin, Altostratuswolken entsprechend auf das Hereinfluten wärmerer Luft. Oft werden diese Luftmassen von den Druckvorgängen der Stratosphäre gewissermaßen gesteuert, was man sich so vorstellen muß, daß z. B. ein in der Höhe wanderndes Drucksteiggebiet aus einem Bodenkaltluftkissen einen Kaltluftschwall herauspreßt, oder auch, daß dieses Drucksteiggebiet eine darunterliegende Warmluftmasse auf ein Kaltluftgebiet hinaufschiebt.

Erst wenn der Meteorologe sich in seinem Kopf das Bild der herumwirbelnden, sich aufeinanderschiebenden Luftmassen, die an anderen Stellen wieder auseinanderfließen und aus großen Höhen absteigen, klar erarbeitet hat, wenn vor seinem geistigen Auge z. B. das Aufstauen und Schrumpfen eines großen polaren Kaltlufteinbruchs klar vorstellbar ist wie eine gigantische Flutwelle, die nach Süden stürzt, Wirbel bildet, sich an den Gebirgen staut, schließlich aber auseinanderläuft, ganz flach wird und dann keine Energie mehr zum Weiterwandern besitzt, erst wenn er diese Vorgänge aus den vielen Einzelerscheinungen, die ihm gemeldet worden sind, in ihren Zusammenhängen so deutlich sieht, daß er erkennen kann, wie die Weiterentwicklung sein muß, erst dann kann er mit Erfolg eine Wettervorhersage machen.

22. Die deutschen meteorologischen Dienststellen.

1) Der Reichswetterdienst. Im Jahre 1934 wurde der gesamte praktische Wetterdienst des Reiches als „Reichswetterdienst“ zusammengefaßt. Er untersteht dem Reichsminister der Luftfahrt, der wiederum dem „Reichsamt für Wetterdienst“ wichtige zentrale Aufgaben übertragen hat.

Der Reichswetterdienst umfaßt den Flugwetterdienst, der der gesamten Luftfahrt dient, den Wirtschaftswetterdienst, der den Bedarf der Wirtschaft zu befriedigen hat (Rundfunkdienst, Zeitungsdienst, Herausgabe von Wetterkarten, Warnungsdienst für Frost, Gewitter, Schnee, Hochwasser usw.), den Seewetterdienst der „Deutschen Seewarte“, der Schiffahrt, Fischerei und Ozeanluftfahrt betreut, den Höhenwetter-

dienst, der durch Flugzeug-, Drachen- und Ballonaufstiege den Zustand der oberen Luftschichten feststellt (Wetterflugdienst bei den Flughafenleitungen Berlin, Hamburg, München, Königsberg, Darmstadt, Köln und Breslau; Drachenaufstiege am Aeronautischen Observatorium Lindenberg, Aerologischen Observatorium Friedrichshafen) und schließlich den Klimawetterdienst, der das dauernde Wettergepräge (Klima) feststellt und die praktischen Bedürfnisse von Wissenschaft, Wirtschaft und Verkehr auf diesem Gebiete zu befriedigen hat.

Die einzelnen Reichswetterdienststellen unterstehen im Rahmen der Reichsluftfahrtverwaltung bezirksweise den Luftämtern, die zugleich Zentralen für den Klimawetterdienst darstellen.

Auskunftsdienststellen des Reichswetterdienstes sind vorhanden auf den Flughäfen Berlin, Bremen, Breslau, Dresden, Erfurt, Essen, Frankfurt a. M., Halle-Leipzig (Schkeuditz), Hamburg, Hannover, Kiel, Köln, Königsberg, München, Nürnberg, Stettin, Stuttgart, Saarbrücken, außerhalb der Flughäfen noch in Magdeburg. (Die gesperrt gedruckten Wetterwarten sind Gruppenwetterwarten, die einen eigenen Wettersender zur Verfügung haben, der zweimal stündlich nach einem international festgelegten Plan Wettermeldungen ausstrahlt. Die übrigen werden in dieser Hinsicht als Bezirkswetterwarten bezeichnet, die ihre Wetterbeobachtungen den Gruppenwetterwarten zur Ausstrahlung zuzuleiten haben.)

Das gesamte deutsche aerologische Material, also alle Höhenwind- und Höhentemperaturmessungen (Pilotballonaufstiege und Flugzeugaufstiege) wird an der Wetterwarte Berlin gesammelt und zusammen mit einer kurzen vorläufigen Verarbeitung, der „aerologischen Uebersicht" von hier mehrmals täglich ausgestrahlt. Von hier aus werden zu bestimmten Terminen dazu noch Sammelmeldungen von Mitteleuropa gefunkt.

Im Uebrigen werden im internationalen Verkehr alle Wettermeldungen noch durch eine besondere Abteilung der Deutschen Seewarte ausgestrahlt. Dabei werden außer den deutschen Meldungen auch diejenigen von Oesterreich, der Tschechoslowakei, Dänemark, Skandinavien und den Randstaaten mitgegeben. Deutschland hat hier im großen Rahmen der international notwendigen Zusammenarbeit des Wetterdienstes die Verbreitung für Mitteleuropa in der gleichen Weise übernommen wie Frankreich für Westeuropa, Rußland für Osteuropa.

Außer den bereits genannten Dienststellen des Reichswetterdienstes sind noch zu dieser großen Organisation gehörig: Obser-

vatorien bezw. Meteorologische Institute in Lindenberg (Mark), Friedrichshafen (Bodensee), Potsdam, Trier und die Bergobservatorien bezw. Wetterwarten auf den wichtigsten deutschen Berg-

Reichsamt für Wetterdienst

Wetterberatung

Flug von B e r l i n nach H a n n o v e r — Strecke Nr. 1

Ausgegeben am 4. Januar 1935 um 08[40] Uhr von Flugwetterwarte BERLIN

Vorhersage gültig bis 12 oo Uhr. Erster Streckenteil liegt unter kalter Luft mit Temperaturen unter 0 Grad. Oberfläche der Kaltluft in Berlin 600m hoch, westwärts geneigt, berührt an der Elbe den Boden. Darüber Temperaturen allgemein über Gefrierpunkt. (Berlin in 400m -2°, in 700m $+1^{\circ}$, Magdeburg am Boden $+10^{\circ}$). -Wolkenuntergrenze innerhalb Kaltluft ca. 100m Seehöhe, in Warmluft zuerst über 500m, dann ebenfalls in 100m.-In Kaltluft fällt unterkühlter Regen ein, der schnell starke Vereisung bewirkt! (Durch Aufsuchen der Warmluft in der Höhe kann Eisansatz abgeschmolzen werden.) In Kaltluftschicht NE-Wind 15km/st. Ab Elbe schiebt sich darauf W-Wind von etwa 70km/st, der über Berlin in etwa 700m anzutreffen ist. In bodennahen Schichten Sicht 1-2 km, bei tiefhängenden Wolkenfetzen zeitweise nur 500m.-Vorerst keine Änderung.

Dr. Noth

Zeit	Ort	200 m	500 m	1000 m	1500 m	2000 m	2500 m	3000 m	über dem Meeresspiegel
o8oo	Berlin	45/15	in 300m 45/10, dann Ballon in Stratus.						Wind (km/St.)
o8oo	Magdeburg	290/5o	290/65	dann Ballon in Wolkenfetzen.					
o8oo	Hannover	Pilotierung wegen Regen unmöglich.							
o7oo	Lindenberg	-3	-5	+1	+2	0	-3	-6	Lufttemperatur in ° Celsius
o8oo	Berlin	-1	-3	+3	+2	+1	-2	-4	

Zeit	Beobachtungen	Wetter (zur Beobachtungszeit)	Sicht km	Niedrigste Wolken: Art	Höhe m	Menge Zehntel	Gesamt-Bewölkung Zehntel	Bodenwind Richtung km/h Böigkeit
o8oo	Berlin	leicht. Staubregen	3	nbst	1oo	9	1o	ENE 15
o8oo	Magdeburg	Regen	10	nbst	6oo	8	1o	WNW 30
o8oo	Gardelegen	Nebelregen	02	nbst	2oo	1o	1o	NW 5
o8oo	Hannover	Staubregen	2	nbst	100	7	1o	WNW 70, böig.
o8oo	Brocken	Nebel, Regen	Gipfel in Wolken					W 70, böig.
		Temperatur 4 Grad über Null!						

Sonnen- Aufgang / Untergang in … Uhr Dämmerungs- Anfang / Ende in … Uhr (für wolkenlosen Himmel)	Luftdruckangaben: QFE Berlin o8oo: 763 mm.

Alle Zeitangaben in Mitteleuropäischer Zeit

Für den Flugzeugführer

Abb. 51. Wetterzettel. (Schlechtwetterlage!)
Die Höhenwinde werden wegen der Kursberechnung nach der 360-Grad-Skala angegeben. QFE heißt: Luftdruck, auf Flugplatzhöhe reduziert.

gipfeln, schließlich ist auch die deutsche Seewarte als Zentralinstitut des gesamten deutschen See- und Ozeanwetterdienstes dem Reichsminister der Luftfahrt unmittelbar unterstellt.

2) Die Universitäts- und Hochschulinstitute. Außerhalb der großen deutschen Organisation des Reichswetterdienstes erfüllen die Universitäts- und Hochschulinstitute für Meteorologie bezw. Geophysik wichtige Aufgaben auf dem Gebiete der Forschung und der Lehrtätigkeit. Sie stehen in engster Ver-

bindung mit den Universitäten und anderen Hochschulen, denen sie angeschlossen sind. Sie üben auf den praktischen Wetterdienst keinen unmittelbaren Einfluß aus. Es genügt daher, wenn hier die Städte genannt werden, deren Hochschulen meteorologische bezw. geophysikalische Institute angeschlossen sind: Berlin, München, Leipzig, Frankfurt a. M., Göttingen, Hamburg, Dresden, Eberswalde, Karlsruhe. Im Uebrigen wird meteorologische Lehrtätigkeit noch an fast allen übrigen deutschen Universitäten und vielen technischen Hochschulen ausgeübt.

Die Dienststellen des Reichswetterdienstes führen von jeher für alle Luftfahrttreibenden die Wetterberatung kostenlos aus. Sie haben ein „Beratungszimmer", in welchem ein Meteorologe die Beratung mündlich erteilt, wo außerdem die neuesten Wetterkarten und Höhenmessungen von jedem Fluginteressenten eingesehen werden können. Regelmäßig fliegende Verkehrsflugzeuge erhalten zudem auf „Wetterzetteln" (Abb. 51) noch eine schriftliche Beratung, die natürlich auf Wunsch auch allen anderen ausgefertigt wird, wenn die Bestellung rechtzeitig erfolgt.

Der Wetterdienst übermittelt den in der Luft befindlichen und mit Funkgerät ausgerüsteten Flugzeugen Wetterauskünfte, Luftdruckangaben für die Einstellung des Höhenmessers und evtl. Meldungen über eingetretene Wettergefahren.

Neben dieser Flug-Beratungstätigkeit bilden Wirtschaftswetterdienst, die Anfertigung der Höhenwindmessungen und wissenschaftliche Weiterarbeit die Arbeitsaufgaben der auf den Flughäfen befindlichen Reichswetterdienststellen.

23. Das Flugfernmeldewesen im Dienste der Flugberatung.

Dem Wetterdienst steht ein ausgezeichnetes Nachrichtennetz zur Verfügung. In Deutschland werden die Wettermeldungen zuerst an den 16 Bezirkswetterwarten gesammelt, um dann an die 8 von ihnen, die gleichzeitig Gruppenwetterwarten sind (s. S. 68), zur Ausstrahlung weitergegeben zu werden. Dies Meldenetz ist wesentlich engmaschiger als das obengenannte (S. 61).

Außer der Wetterausstrahlung vermittelt der Flugfernmeldedienst auch noch die Funkwetteraufnahme, oder, wenn die Uebermittlung auf dem Funkwege aus irgendwelchen Gründen, etwa wegen Gewittern, nicht möglich ist, holt er das Beobachtungsmaterial vermittels des Fernschreibernetzes heran.

Wie schon oben (s. S. 68) bemerkt, nehmen die Flughafenfunkstellen die Funkanfragen der Flugzeuge nach Wetter auf,

übermitteln sie an die Wetterwarten und geben deren Antworten oder andere wichtige Wettermitteilungen nach oben. Es findet somit zwischen den Flughafenfunkstellen und den Wetterwarten, beides Organe der Reichsluftfahrtverwaltung, eine sehr innige Zusammenarbeit statt. Beide werden vom Luftamt betreut.

24. Das Wetter während der Nacht und seine Bedeutung für Nachtflüge.

1) Temperatur. Es ist allgemein bekannt, daß die Lufttemperatur normalerweise nachts niedriger ist als bei Tage, weil die Einstrahlung fehlt und die Ausstrahlung Wärme entzieht. Das Temperaturminimum tritt im Mittel kurz vor Sonnenaufgang ein.

2) Nachts fällt durch Tau oder Reif Feuchtigkeit aus der Luft aus, deshalb wird die absolute Feuchtigkeit geringer. Da aber wegen der tieferen Nachttemperatur die Wasseraufnahmefähigkeit noch stärker abgenommen hat, so steigt die relative Feuchtigkeit (s. S. 33). Oft kommt sie dann in den frühen Morgenstunden an 100% und ermöglicht somit häufig die Bildung von Morgennebeln. Die Nebelhäufigkeit ist von dem Zeitpunkt des Sonnenaufgangs bis 2 Stunden danach am größten.

3) Bewölkungsgrad. Die Bewölkung hat im Mittel abends ein Minimum und erreicht im Winter mit Sonnenaufgang — im Sommer allerdings erst um Mittag — ein Maximum. Als Wesentlichstes muß also bemerkt werden, daß bei Nacht die Bewölkung im Mittel geringer ist als bei Tage.

4) Wolkenuntergrenze. Die genaue Bestimmung der Wolkenuntergrenze ist für den Nachtflug von allergrößter Wichtigkeit. Man hat, um einwandfreie Werte zu erhalten, eine Anzahl von Nachtmeldestationen mit „Wolkenscheinwerfern" ausgerüstet. Bei den Messungen hat sich ergeben, daß die Wolkenuntergrenze mit Beginn der Dunkelheit bis zum nächsten Morgen dauernd abnimmt. Die Ursache dieser Erscheinung liegt einmal in der geringeren Turbulenz während der Nacht, dann aber auch in der höheren relativen Feuchtigkeit, die gestattet, daß die Wolkentröpfchen tiefer als bei Tage absinken ohne zu verdunsten, schließlich auch in dem Auftreten tiefer Wolkenschichten infolge der nächtlichen Abkühlung an den Stellen, an denen bei Tage nur Dunstschichten waren.

5) Gewitter. Die Gewitterhäufigkeit nimmt mit sinkender Temperatur ab, nachts gibt es deshalb viel weniger Gewitter

als bei Tage. Das ist für den Nachtflug ein großer Vorteil. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, daß sich die Gewitter nachts für den Flieger unangenehmer auswirken als bei Tage, weil die Erkennungsmöglichkeit, also auch die Ausweichmöglichkeit, schlechter ist. Da sich die Nachtflugzeuge am liebsten sowieso an die durch Leuchtfeuer gekennzeichnete Strecke halten, sind systematische Umwege meistens untunlich. Die Blendung des Fliegers durch die Blitze und die Ausschaltung der nachts besonders notwendigen FT-Anlagen durch „Luftstörungen" sind weitere unangenehme Gewitterstörungen des Nachtfliegers.

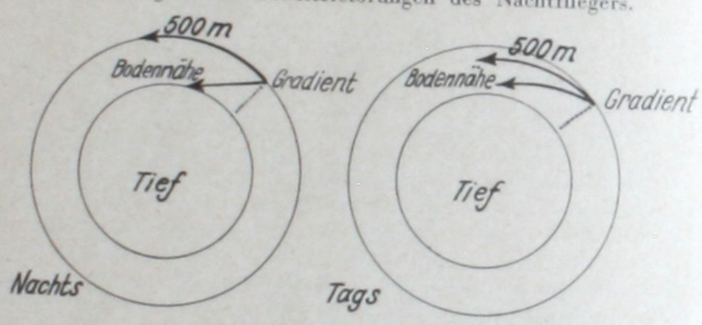


Abb. 52.
Aenderung von Richtung und Stärke des Windes in Bodennähe und in 500 m vom Tag zur Nacht.

6) Wind. Der Unterschied der Windrichtung dicht über dem Boden gegenüber derjenigen in einigen hundert Metern Höhe wird nachts größer. In bodennahen Schichten bildet sich — besonders in wolkenlosen Nächten — eine fast stagnierende Kaltluftschicht aus, die mit den darüberliegenden Schichten durch keinerlei Vertikalbewegungen mehr verklammert ist. Sie fließt deshalb oft fast in Richtung des Gradienten nach dem Tiefkern ab und hat dabei sehr geringe Geschwindigkeit. Ueber der sehr glatten Oberfläche dieser oft nur 10—20 m hoch reichenden Bodenkaltluftschicht behalten die fast ohne Reibung hinwegfließenden Luftmassen die Richtung und Geschwindigkeit der oberen Schichten, fließen somit fast parallel zu den Isobaren (s. Abb. 44). Die Folge dieser Verhältnisse ist, daß die auch bei Tage schon beobachtete Rechtsdrehung mit der Höhe bei Nacht noch viel schärfer ausgeprägt ist, bezw. sich auf die allertiefsten Schichten zusammendrängt.

7) Böigkeit. Aus dem bereits erwähnten Ausbilden einer kalten Bodenluftschicht ergibt sich das Aufhören einer durch Boden-

erwärmung verursachten Vertikalbewegung in der Nacht. Weiterhin werden aber auch die durch die Bodenreibung sich entwickelnden Vertikalbewegungen so erheblich abgeschwächt, daß die Gesamtheit der auf- und absteigenden Luftströmungen nachts auf ein Minimum zurückgeht. Nur bei besonderen Wetterlagen — starke Stürme in Verbindung mit kräftigen Luftdrucksteiggebieten — tritt nachts noch eine Böigkeit auf, die dem Flieger unangenehm auffällt.

8) Sicht. Das nächtliche Sichtproblem ist komplizierter als das des Tages, weil sich dabei die psychologischen Einflüsse noch stärker bemerkbar machen. Immerhin steht einwandfrei fest, daß bei denselben Trübungsverhältnissen der Luft die Sicht zu Lichtern, die sogenannte Feuersicht, nachts immer wesentlich besser ist als die normale Sicht bei Tage. Am Abend noch vorhanden gewesener Dunst und leichter Nebel scheint mit Einbruch der Dunkelheit oft völlig verschwunden zu sein. Der Dunst hat somit eine ähnliche Wirkung wie ein Vorhang. Geht man nämlich bei Tage an einem Fenster vorbei, das durch einen ganz leichten Vorhang abgeschlossen ist, so kann man von dem Inneren des Zimmers nichts erkennen, trotzdem dasselbe völlig hell ist. Ganz anders bei Nacht! Wenn dann im Inneren nur ein ganz schwaches Licht brennt, das nicht entfernt so hell macht wie das Tageslicht, so kann man trotzdem, wenn man außen vorbeigeht, durch den geschlossenen Vorhang alles so mühelos erkennen, als ob kein Vorhang vorgezogen sei. Der Vorhang deckt die Einsicht nämlich nur solange ab, wie er beleuchtet ist, dann nur stört er die Sicht! Genau so übernehmen die Staub- und Dunstteilchen in der Atmosphäre die Rolle des Vorhangs. Solange sie beleuchtet sind, sieht man sie als Dunst, sie stören dann durch eine Art Blendwirkung. Ist die Sonne untergegangen, so sind sie nicht mehr beleuchtet, man kann sie nicht mehr sehen und die Luft scheint plötzlich klar geworden zu sein.

Zweifellos haben die nachts in vieler Hinsicht viel günstigeren Wetterverhältnisse — Sicht, Gewitter, Vertikalböen — die Entwicklung des Nachtluftverkehrs erheblich gefördert. Es sind gerade auf Grund dieser Tatsache hier für die nächste Zeit sicherlich noch große Fortschritte zu erwarten.

25. Ausblick.

Die großen Verkehrsflugzeuge haben sich in den letzten Jahren vermittels guter Instrumentenausrüstung von allzu starkem Wettereinfluß z. T. frei gemacht. Aber auch sie benötigen

zur Landung noch einer gewissen Sicht, ein Durchfliegen sehr starker Gewitter wird in absehbarer Zeit für sie ebenso unmöglich sein wie das Fliegen in starkem, unterkühltem Regen. Der Windeinfluß bleibt immer bestehen. Gegen Vereisung ist vertikales oder horizontales Ausweichen auf Grund eingehender Wetterberatung noch immer das bewährteste Schutzmittel. Je kleiner die Maschinen sind, desto mehr muß mit dem Gewicht gespart werden, desto weniger kommen sie dazu, Funkgerät oder Blindfluggerät mitzuführen. Der Blindflug ist das fortgeschrittene Stadium des Fliegers. Der Anfänger aber muß stets zuerst mit Bodensicht fliegen und bleibt somit vom Wetter abhängig, ebenso wie der Führer des leichten Sportflugzeuges.

Nachdem es mittels aerologischer Methoden jetzt möglich ist, den Wind in und über Wolken für gewisse Termine zu berechnen, bleiben für die Wetterwarten immerhin durch das Blindfliegen eine Menge neuer Aufgaben, von denen nur die wichtigsten genannt seien: Die Windrichtung und -stärke muß jederzeit innerhalb und oberhalb der Wolken gemessen werden können, ferner die Böigkeitszonen, dann die Vereisungsvorgänge innerhalb von Wolken, schließlich auch die genauen Bedingungen für die Bildung und Auflösung mancher Nebel und vieler Niederschlagserscheinungen erforscht werden. Die Obergrenze der Wolken interessiert jetzt ungemein. An all diesen Problemen wird gearbeitet, so daß Gewähr gegeben ist, daß die Meteorologie mit der Entwicklung der Fliegerei Schritt hält.

26. Sachverzeichnis.